Földtani Közlöny

134/2 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2004

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 134/2

Budapest
ISSN 0015-542X

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 134/2, 159–160. (2004) Budapest

Elnöki megnyitó[1]

Tisztelt Közgyűlés, Kedves Tagtársak, Hölgyeim és Uraim!

Egy év telt el azóta, hogy Társulatunk jelenlegi vezetése hivatalba lépett. Visszatekintve az elmúlt esztendőre megállapíthatjuk, hogy a Társulat él, virul, programjai vonzóak. Számos szakosztályi rendezvény sikerét könyvelhetjük el, a központi rendezvények közül kiemelendők a Bátaapátiban megrendezett Vándorgyűlés, a mindig lelkes szakértői közönséget vonzó Őslénytani Vándorgyűlés és a jövő nemzedék találkozója, a Geofizikusok Egyesületével közösen rendezett Ifjúsági Ankét. Az Elnökség a tagság bizalmát élvezve őrködik hagyományaink és szakmai értékeink fölött, és azon munkálkodik, hogy Társulatunk és egész szakmánk népszerűségét, ismertségét növelje, elismertségét fokozza. Ennek a törekvésnek egyik fóruma a Földtani Közlöny, mely példamutató rendszerességgel, elmaradás nélkül jelenik meg. A közlemények tudományos értékét, színvonalát a szerzők mellett a szerkesztőbizottság áldozatos munkája biztosítja. A másik fórum a Társulat internetes honlapja, a www.foldtan.hu , amely főnix madárként kikelt poraiból, köszönhetően Falus György titkár úr erőfeszítéseinek, gondos munkájának. Köszönet érte. Aki meglátogatja ezt az elektronikus portált, naprakész információkhoz juthat Társulatunk szervezetéről, tevékenységéről, programjairól.

A közgyűlés szokásos programjában Önök, kedves tagtársak áttekintést kapnak és értékelhetik előző évi tevékenységünket, a gazdasági beszámoló alapján pénzügyi helyzetünket. Társulatunk komoly gazdálkodási nehézségekkel küzd, a MTESz támogatás elapadása miatt negatív a gazdasági mérlegünk, tartalék tőkénk már egy éves működésünket sem tudja fedezni. Hatékony támogatókra van szükségünk, mert a jelenlegi színvonalon csak így tudjuk fenntartani tevékenységünket.

Társulatunk 151. rendes közgyűlését nevezetes esztendőben tartjuk. Nevezetes, mert országunk, mint annyiszor történelme során, ismét sorsforduló előtt áll, alig néhány hét múltán egy új politikai, gazdasági szövetség, az Európai Unió tagjává válik. Arról, hogy ez a lépés mit jelent, mit jelenthet Társulatunk, szakmai közösségünk számára, arról az előző közgyűlésünk megnyitójában ejtettem néhány szót. Arról, hogy nemzetközi összehasonlításban hol helyezkednek el szakterületünk hazai vállalkozásai, állami és oktatási intézményei, milyen helyet tölthetnek be a nemzetközi versenypályán, erről tiszteleti tagunk, Árkai Péter akadémikus tart mai közgyűlésünk keretében előadást. Nagy érdeklődéssel várjuk a kitekintést és önvizsgálatot, mert szükségünk van a reális helyzetértékelésre, szükségünk van átalakuló szakterületünk új lehetőségeinek feltárására.

Azt, hogy átalakulóban, az útkeresés stádiumában van szakterületünk, a földtan, mi sem bizonyítja jobban, mint az a nemzeti és nemzetközi intézmények

[1]Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat 151. rendes közgyűlésén

részéről tapasztalható lázas igyekezet, amivel a társadalom, a megélhetést biztosító megrendelők figyelmét kívánják felhívni a földtani kutatás hasznosságára, nélkülözhetetlenségére. Soha nem látott mennyiségben jelennek meg szakmánkat népszerűsítő kiadványok, olyanok is mint a „The Changing Face of the Earth", a Világ Földtani Térképbizottságának legújabb kiadványa, melynek vetített képeit a megnyitó alatt láthatják, és ezt a célt szolgálja a meghirdetés előtt álló „International Year of Planet Earth" a „Bolygónk, a Föld Nemzetközi Éve" mozgalom is. Tervek szerint a nemzetközi év rendezvényeinek kiemelkedő szereplői, és remélhetőleg haszonélvezői az olyan társadalmi szakmai szervezetek lesznek, mint amilyen a Magyarhoni Földtani Társulat is.

Másrészről a földtan előtt új távlatok nyíltak meg az Opportunity és a Spirit, a két marsjáró vagy ahogy nevezik, robotgeológus, leszállásával bolygótársunk, a Mars felszínére. A várt tudományos eredményeken túlmenően, a szondák, melyek ontják a világhálón elérhető csodálatos képeket, a földtan népszerűsítésének rendkívüli eszközeinek is tekinthetők. Olyan, a földi körülmények között mindennapi jelenségeket kutatnak a geológia eszköz- és módszertárával, mint a vízben lerakódott, rétegzett kőzetdarab, mely áttételesen, a víz, mint közeg jelenléte miatt, az élet valamely formájának ígéretét hordozza magában. A réteg, a rétegzettség a geológia alapjelenségei, tanulmányozásuk technikája a geológiai kutatás sajátjának tekintendő. Alapjait Nicolaus Steno, a Firenzében, a következő Földtani Világkongresszus helyszínén tevékenykedő dán orvos-anatómus fektette le a 17. században. Az 1669-ben megjelent „Prodromus" című művében fogalmazta meg Steno azt a tételt, hogy „egy meghatározott formájú, természetformálta tárgy vizsgálatakor magából a tárgyból kell következtetni keletkezésének történetére", és ennek a tételnek a segítségével ma az élet Földön kívüli jelenlétének bizonyítékait keressük. Vivat Geologia!

Tisztelt Tagtársak! Richard Fox az EFG, az Európai Geológusok Szövetségének elnöke 1992-ben értékelte az Európai Közösség földtani intézményeinek helyzetét, és azt egy sokváltozós rendszerhez hasonlította. Az erről szóló ismertetés a Földtani Közlöny 123/1. füzetének hasábjain meg is jelent. A helyzet azóta csak tovább bonyolódott, a rendszer még több változót integrált magába, napjaink bővülési folyamatával. Alapvető megállapítása azonban, mely így hangzik, továbbra is helytálló és Társulatunk tagságának is iránymutató lehet:

„Napjaink bármely nemzeti földtani intézményének alapvető küldetése annak a földtudományi információnak és szakértelemnek a biztosítása, amely az adott ország ásványi nyersanyag-, energia- és vízkészleteinek ésszerű felhasználásához, a lakosság egészségéhez és biztonságához, valamint a környezet védelméhez szükséges. Ez a Föld valamennyi nemzetére igaz."

Ezzel a gondolattal megnyitom a Magyarhoni Földtani Társulat 151. rendes közgyűlését.

Budapest 2004. március 17.

Dr. BREZSNYÁNSZKY Károly
elnök

Földtani Közlöny 134/2, 161–173. (2004) Budapest

Főtitkári és közhasznúsági jelentés a Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi tevékenységéről

SZABÓ Csaba

Tisztelt Közgyűlés, Kedves Kollégák, Hölgyeim és Uraim!

Áttanulmányozva a Magyarhoni Földtani Társulat köztiszteletben álló korábbi főtitkárainak közgyűlési jelentéseinek bevezetését – hogy ihletet kapjak az íráshoz és orientálódjak – meglehetősen vegyes képet kaptam. Azonban abban egységet tapasztaltam, hogy a jelentés mindig az adott korszak/év politikai-gazdasági-társadalami hullámzásaihoz igazodott. Most sem lesz máshogyan!

Tehát néhány szó az általános helyzetről. Működésünket az elmúlt esztendőben alapvetően a szövetségi tömörülésen belüli tartós bizalmi válság és gazdálkodási nehézség, valamint a gazdasági környezet kedvezőtlen hatásai szabták meg. A MTESz változatlanul pénzügyi nehézségekkel küzd, ami közvetve a tagszervezetekre is kihat. Sajnos a társulatközpontú, egyesületbarát szemléletű vezetés felállása is tovább várat magára. Ugyanakkor kirajzolódik az a törekvés a MTESz vezetés részéről, hogy az országosan kiépített hálózatát, infrastrukturális hátterét és a területi irodáit, mint információs központokat – a MTESz hatáskörébe tartozó adatokat szolgáltató bázist – a regionális beruházásokban és pályázatokban érdekelt mindenkori önkormányzat és vállakozói réteg rendelkezésére bocsássa. A kezdeti stádiumban lévő kezdeményezés eredményéről az elkövetkező években talán majd hallhatunk és nem árt, ha figyelünk!

Társulatunk jelentős erőfeszítést tett az elmúlt évben is azért, hogy az ország gazdasági nehézségei ellenére a társulaton belüli szakmai munka színvonala ne csökkenjen. Azonban, amint a Gazdasági Bizottság jelentésében hallani fogják, eljutottunk arra pontra, ahol a hagyományos forrásokból (tehát tagdíj elmaradásából, a jövedelemadó 1%-ból, MTESz forrásból, Mec pályázatokból) származó bevételeink lényegesen már nem növelhetők, azaz a működési költségek előteremtéséhez további – akár EU-s – pályázati lehetőségek felkutatására, továbbá a földtannal kapcsolatos vállalkozói réteg megtalálására, megszólítására és ezzel párhuzamosan a társulat szolgáltató jellegének az erősítésére lesz szükség.

Úgy hiszem, hogy főleg az EU-s tagságból fakadó új kihívásokra adott válaszok éberségét mérő, képzeletbeli óránk is ketyeg. Az Unióhoz való csatlakozással megnövekszik a környezetföldtani, pontosabban környzettudományi feladatok száma, ahol nemcsak integrált gondolkodásra, vagy a földtan egyes specialistáinak együttműködésére lesz szükség, hanem földtudományi, műszaki és gazdasági szakemberek mint potenciálisan kollaboráló partnerek gyors egymásra találása is elengedhetetlen lesz. Ezen kihívásokhoz nagy segítséget adhat, hogy a Magyarhoni Földtani Társulat titkárságán az aktív társulati tagokról egy hatalmas adatbázis áll rendelkezésre, a társulatnak hagyományosan kiváló a kapcsolata a társszervezetekkel. Sőt, mivel kiemelkedően köszhasznú szervezet, a vállalkozás lehetősége is rendelkezésünke áll.

A taglétszám alakulásáról

A Magyarhoni Földtani Társulat nyilvántartott teljes tagsága 2003-ban 1214 fő. Azonban az elmaradt tagdíjbefizetések miatt 331 fő tagsága fel lett függesztve, így a tényleges tagság 883 fő. Ezen belül az aktív tagok száma: 490 fő, nyugdíjas tag 208 fő, diák tag 159 fő és 26 fő tiszteleti tagot tartunk nyilván. A 2002. évi adatokhoz képest különösen az aktív és a diák tagok száma csökkent jelentősen (mintegy 130, ill. 80 fővel), nyugdíjas tagjaink fegyelmezettebb tagdíjbefizetőknek bizonyultak. Felvetődik a kérdés, hogy mindent megteszünk a taglétszámunk növelése érdekében? Azaz kellően vonzó formában jelenik-e meg a társulat pl. a fiatalok (egyetemi hallgatók, doktoranduszok) vagy éppen a beszámolómban már említett vállakozói réteg előtt? Elsősorban a média általt generált „látszatvilágban" nem, vagy nem kellő vonzerővel megjelenni egyet jelent a köztudatból, a megbecsülésből és a fiatalok gondolataiból való teljes eltűnéssel! Ezt a fenyegetést mindenkinek végig kellene gondolnia!

Sajnos a taglétszámcsökkenés egy nem jelentéktelen részét teszi ki az a kör, amelynek tagjai az elmúlt évben örökre eltávoztak sorainkból, így BENKŐ Ferenc, FAZEKAS Via, HAJDÚ József (Szolnok), HETÉNYI Rudolf, JÁKI Dezső, JUHÁSZ A. Zoltán, KEDVES Miklós, PÉCSI Márton, POHL Károly, UZONI-KOVÁCS Zsolt, VENDL Anna, WÉBER Béla és a közelmúltban KÓKAY János és GYOVAI Döme László tagtársunk. Kérem a Tisztelt Közgyűlést néma felállással tisztelegjünk emléküknek!

A pénzügyi és gazdagsági helyzetről

Nem szeretném a Gazdasági Bizottság jelentését lefölözni, márcsak azért sem, mert sajnos nincs mit. A 2003. évi mérlegünk negatív (–715 eFt) annak ellenére, hogy a rendezvények eredménye pozitív (1.522 eFt), és a tavalyi évhez hasonlóan ismét rekord összeg folyt be (979 eFt) tagtársaink adójának 1%-ból. Hadd ragadjam meg az alkalmat és köszönjem meg mindazoknak, akik társulatunkat jelölték meg kedvezményezettként. A kiadási oldalt vizsgálva a legnagyobb összeg a bérleti díjak mellett a bér- és járulékköltségek rovatában jeletkezik, amely azonban a titkárságon végzett munka összetettségéhez képest mégis szerény. Itt jegyzem meg, hogy a titkárságon 2003-ban több személyi változás történt. SIMON Lászlóné (Edit) gazdasági előadó munkaviszonya 2002. december 31-én közös megegyezéssel megszűnt, bár 2003. június 30-ig megbízási szerződéssel félmunkaidőben még ellátta feladatát. 2002. december 1-től – 2003. október 30-ig SZŐKE Norbert geográfus polgári szolgálatos katonaként vett részt a titkárság munkájában. SIMON Lászlónénak és SZŐKE Norbertnek ezúttal is megköszönjük munkájukat. 2004. január 1-től KOPSA Ferencnét (Gabi) alkalmaztuk általános ügyintéző munkakörben, akit tisztelettel mutatok be a Közgyűlésnek.

Még egy gondolatra visszatérek a gazdasági helyzetünkre. A társulat és alapítványai mind hazai és nemzetközi rendezvények szervezésére alkalmas kerettel, feltételekkel és tapasztalattal rendelkeznek. Így tisztelettel kérem a Tagtársakat, hogy rendezvényeiket ne vigyék különböző szervező irodákhoz, ahol a képződő haszon legalább 25%-t hagyják, hanem hozzák a társulatunkhoz!

Központi rendezvények

Hagyományosan a társulat egyik legrangosabb szakmai eseménye a Vándorgyűlés, amely mindig egy kiemelt témakör megvitatását és a hozzákapcsolódó terepbejárást jelenti. 2003-ban Bátaapátiban került sor „A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete" címmel megrendezett összejövetelre. Aktualitását az adta, hogy a Bátaapátiban folyó kis- és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére indídott telephelykutatás egy szakaszának lezárása éppen a Vándogyűlés előtti napokban történt. A rendezvényen 112 fő regisztráltatta magát és 22 előadás, ill. poszter bemutatására került sor. A kirándulás során a résztvevők megismerkedhettek a Bátaapáti és Mórágy közötti granitoid test jellegzetes feltárásaival és a kutatás során fúrásokban megismert granitoidváltozatok egy-egy jelegzetes tagjával, továbbá a Keleti- és Nyugati-Mecsek legjobban feldolgozott feltárásaival. A Vándorgyűlés sikere GYALOG László és BALLA Zoltán áldozatos munkáját is dicséri.

További 2003. évi központi rendezvények az MGSz-szel közösen szervezett „Földtani Veszélyforrások Konferencia", a „Relativitás (-elmélet) a hidrogeológiában" című kurzus, az Ijú Szakemeberek Ankétja, az Őslénytani Vándorgyűlés, továbbá a VIII. Geomatematikai Ankét és „A földtani kockázat és értékelésének, megjelenítésének módjai" c. továbbképző, amelyek mind sikeres rendezvényeknek tekinthetők és amelyekről, a területi szervezetek és szakosztályok munkáját bemutató részben, vagy a közhasznúsági jelentésben részletes ismertetést adok.

Társrendezőként vettünk részt a Kármentesítési konferencián (30 fő), a III. Díszítőkő konferencián (40 fő), a Geotechnika 2003 konferencián (25 fő) és a Mérnökgeológiai jubileumi konferencián (80 fő). Mindegyik nagy érdeklődésre tartott számot, ahol jelentős számban képviselték tagtársaink a társulatot.

Tisztelt Közgyűlés!

Az alábbiakban röviden összefoglalom az egyes területi szervezetek és tematikus szakosztályok 2003. évi tevékenységét, kiemelve egy-egy jelentős, igazán sikeresnek mondható rendezvényt, bemutatva annak paramétereit. 2003-ban minden területi szervezetben és szakosztályban megtörtént a tiszújítás. A tisztségviselők a honlapunkon, a Hírlevében, és a Földtani Közlöny hasábjain olvashatók, ezért a nevek felsorolásától eltekintek.

Alföldi Területi Szervezet

A területi szervezet a 2003. évi 5 rendezvényét részben önállóan, részben társegyesületekkel, illetve más szakmai szervezetekkel együtt tartotta. A legsikeresebb rendezvénye, „Relativitás (-elmélet) a geológiában" (május 19–22., Békés) című háromnapos ülés és szakmai terepbejárás volt, amelyet a 70 éves TÓTH József professzor tiszteletére szerveztek és amelynek az Alföldi Területi Szervezet volt a fő szervezője. A 60 fő résztvevő 11 előadás és poszter anyagával ismerkedhetett meg, amely részben TÓTH professzor magyarországi kutatási eredményei. Az érintett témakörök: felszínalatti vizek, édesvízi mocsarak, sós tavak, termál vizek.

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

A területi szervezet a 2003. évben 3 rendezvényt tartott, amelyek egyetlen kivétellel társszervezetekkel és más tudományos szervezetekkel közös rendezésben zajlottak. A területi szervezet ismét, sikerrel szervezte meg immár a 3. Geológus–Geofizikus Előadói Napot (november 21., Nagykanizsa), ahol 11 előadás 83 résztvevő előtt hanzott el, és a következő témaköröket érintette: Magyarország szeizmicitása és földrengés kockázata, Zala megye nyersanyagellátottsága, a piaci igények tendenciái és a megye földtani környezetpotenciálja, a radontól származó dolgozói sugárterhelések a Tapolcai-tavasbarlangban, az uránbányászati rekultiváció jelenlegi helyzete és hosszú távú feladatai, a Dél-Dunántúl vízkészlete és a vízgazdálkodás jövője az Európai Uniós Magyarországon.

Észak-magyarországi Területi Szervezet

A 2003. év folyamán saját szervezésben két alkalommal, közös rendezvények keretében szintén két alkalommal találkozott a tagság. A négy előadóülésen 11 előadás hangzott el, amelyen összesen 60 fő vett részt. A területi szervezet legsikeresebb rendezvénye „A Darnó-zóna geológiája és geofizikája" című konferencia, amely a legnagyobb érdeklődésre tartott számot (72 fő) és az Általános Földtani Szakosztállyal, az MGE Általános Geofizikai Szakosztályával, a Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszékével és a Recski Hely- és Bányászattörténeti Alapítvánnyal közös szervezésében került megrendezésre (május 29–31). Az első napon – délelőtt egy, majd délután két szekcióban – 17 előadás hangzott el, amelyek során többek között rétegtani, szerkezeti és geofizikai eredményeket ismertettek az előadók. A kétnapos terepbejárás első napja a Recsk környékét, valamint a Darnó-vonal déli részét érintette, a második terepi napon először az Upponyi-hegység, majd a Rudabányai-hegység Darnó-zónához kapcsolódó földtani képződményei, szerkezetei elemei kerültek terítékre.

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

A területi szervezet tisztségviselői szerint az előadóülések csak valamely más szervezettel összefogva működő – és hallgatóképesek. Évek óta jellemzően a VEAB Földtani Munkabizottságával közösen tartott előadóülések, az ún. Kőkonferenciák tekinthetők a legsikeresebb rendezvényeknek, ahol már külföldi előadók is megszólaltak. 2003-ban 2 ilyen rendezvény volt, ahol 5 előadást és összesen 63 főt regisztráltak.

Agyagásványtani Szakosztály

A szakosztály négy előadóülést szervezett, ebből kettőt egyedüli szervezőként, kettőt pedig más szakosztályokkal vagy szervezettel közösen. Az üléseken összesen 12 előadás hangzott el 67 résztvevő jelenlétében. A szakosztály szakmai tevékenységének hagyományos módja egy nagyobb lélegzetű, tematikus előadóinap megrendezése. A 2003. évben ez a rendezvény az Észak-magyarországi Területi Szervezetnek köszönhetően a Sajóbábonyi bentonittelep c. ankét volt.

Általános Földtani Szakosztály

A szakosztály 8 előadóülést szervezett, összesen 113 résztvevővel. Az előadóülések legnagyobb részét, már hagyományosnak tekinthető módon a Budapesti Területi Szervezettel együtt tartották (azért is, mert a szakosztály vezetősége egyúttal a Budapesti Területi Szervezet vezetősége is), de más társulati, illetve egyéb tudományos szervezetekkel is voltak közös rendezvények. Az Általános Földtani Szakosztály is legsikeresebb rendezvényének „A Darnó-zóna geológiája és geofizikája" című konferenciát tarja, amelyről korábban már szóltam.

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

A szakosztály 8 szakülésének felét más szakosztályokkal vagy egyéb szakmai szervezetekkel közösen rendezték meg. 2003-ban összesen 36 előadás és 8 poszter bemutatására került sor 183 összes résztvevő előtt. A magas szám a sikeres „Úrkút-ankét"-nak köszönhető (december 4–5., Veszprém), amely a szakosztályon kívül az MTA Veszprémi Akadémiai Bizottsága, az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma és a Mangán Kft. (Úrkút) közös szervezésében valósult meg, és 31 főt mozgatott meg. Az ankét lehetőséget adott szakülések szűk időbeli keretét meghaladóan a téma szakértőit „összezárva" bővebb szakmai eszmecserére, konzultációra. Megjegyzem, hogy a szakosztálynak aktív nemzetközi kapcsolatrendszere van, amihez a társulat biztosítja az EMA és IMA tagdíjat (l. később részletezve).

Geomatematika és Számítástechnikai Szakosztály

A szakosztály a 2003. évben 3 előadóülést szervezett. Az előadóüléseken összesen 149 résztvevő volt jelen. A VIII. Geomatematikai Ankét (május 5–6. Szeged) a „Térinformatika és távérzékelés alkalmazásai a környezetvédelemben és a földtudományokban" címmel az témaköröket érintette: alkalmazott geomatematika, geostatisztika, integrált földtudományi modellek, geofizikai alkalmazások, geomatematikai, geostatisztikai elméleti megközelítések, hidrogeológiai, vízügyi alkalmazások, környezetvédelem, kőzettan, meteorológiai, éghajlattani, talajtani, tájökológiai alkalmazások, rétegtani alkalmazások, korrelációs problémák, szénhidrogén földtani alkalmazások, modellek, távérzékelés és térinformatika alkalmazásai a földtudományokban. Az ankéton 67 fő vett részt. A szakosztály másik kiemelkedő rendezvénye „A földtani kockázat és értékelésének, megjelenítésének módjai" c. továbbképző tanfolyam volt. A tanfolyamon (november 20., Budapest) elhangzott 7 előadást konzultáció követte, amelyen aktívan részt vett a tanfolyamon megjelent túlnyomó részben fiatalokból álló 51 fő.

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Az összes szakosztály közül a legtöbb rendezvény 2003-ban e szakosztály nevéhez fűződik. A rendezvények egy részét önállóan, de jelentős mértékben más szakegyesületek, szakmai szervezetek bevonásával, változatos tematikával

valósították meg. A legsikeresebb rendezvény a Mérnökgeológiai jubileumi konferencia volt (240 fő résztvevőből 80 társulati tag). A szakosztály további rendezvényekről részletesen a 2003. évi közhasznúsági jelentésben teszek említést.

Oktatási és Közművelődési Szakosztály

A rendezvényeket minden esetben más szakmai társegyesülettel, társszervezettel együtt szervezték. A szakosztály jelentése alapján 7 alkalommal összesen 7 előadás hangzott el, ami összesen 492 résztvevőt vonzott, ami kiemelkedő szám. A szakosztály legtöbb résztvevőt vonzó rendezvénye: Dobos Károly tárlatvezetése volt (300 fő – Debreceni Újkerti Közösségi Ház bemutatásakor).

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

A szakosztály szokásához híven 2003-ban is kevés (3), de hagyományosan jól szervezett rendezvényt tartott, amelyen a résztvevők száma összesen 111 fő volt. A szakosztály a rendezvényeit általában önállóan, más szervezet bevonása nélkül valósította meg. A szakosztály legsikeresebb rendezvénye: VI. Őslénytani Vándorgyűlés (május 8–10., Zirc, 68 fő), ahol 21 előadás hangzott el, 31 poszter bemutatására került sor. Az egyetemi hallgatók és doktoranduszok kiemelkedő előadásainak, posztereinek díjazása ezúttal sem maradt el.

Tudománytörténeti Szakosztály

Társulatunk egyik legaktívabb szakosztálya 2003-ban 8 alkalommal tartott előadóülést, amely során 22 előadás hangzott el. A szakosztály nemcsak saját ünnepi ülésén, hanem az MTA és az ELTE ünnepségein is előadásokkal és széleskörű részvételével képviselte magát SZÁDECZKY-KARDOSS Elemér születésének 100. évfordulóján. A szakosztály különböző erdélyi födtudományi intézményekkel is kiváló kapcsolatot tart fenn és ennek keretében emlékezetes ülésen HUBBES Éva (Kolozsvár) BENKŐ Ferenc életével és munkásságával kapcsolatos, újabban felfedezett történeti dokumentumokat mutatott be. Továbbá KRIVÁN Pál volt főtitkárunk emlékére nagy sikerű kiállítást szervezett a KRIVÁN-hagyatékból származó löszbabák és más különleges konkréciók bemutatásával a Magyar Állami Földtani Intézetben.

Tisztelt Közgyűlés!

A szakosztályok és a területi szervezetek 2003. évi jelentéseit tanulmányozva, majdnem minden tisztségviselő ugyanarra a régóta tartó és folyamatosan erősödő tendenciára hívja föl a figyelmet, hogy a hagyományosan szervezett rendezvényeink hatása a hazai szakmai életre egyre csökken. Ezeken a kisebb előadó üléseinken általában csaknem mindig ugyanazok és csekély létszámban (8–15 fő) fordulnak meg. A fiatalok ritkán járnak a szakelőadásokra, így lassan megszűnik az utánpótlás. A kedvezőtlen tendencia visszafordítását ritkább, de hosszabb terjedelmű előadóülések szervezésével; a helyszín és témakör

megfontolt, többszörösen egyeztetett megválasztásával; valamint az időpont mindenki által elfogadható, tehát a társulati honlap (http://www.foldtan.hu/) eseménynaptárában rögzített és a munkáltatók által is tolerálható megválasztásával látom megvalósíthatónak! Mindezek mellett úgy gondolom, hogy tovább kell bővíteni az érdeklődők körét, ezért a társegyesületek és szakosztályok, az egyetemek, kutató intézetek és az MTA bizottságainak részvételével szervezett közös rendezvények szervezését szorgalmazom!

Állandó Bizottságok

Végül részben az alapszabályban rögzített, részben elnöki megbízásból létrehozott bizottságok elmúlt évi tevékenységéről kell szólnom.

Ellenőrző Bizottság:
A törvényesség őreként vett részt FÖLDESSY János, a bizottság vezetője az elnökségi ülések legtöbbjén, konstruktív javaslataival segítve annak munkáját. A bizottság elnöke önálló jelentésében számol be arról, hogy milyennek látta belülről társulatunk működését.

Alapszabály és Ügyrendi Bizottság:
Az elmúlt év a munkanélküliség éve volt a bizottság számára, mivel az elnökség nem tervezett változtatást sem az alapszabályban, sem a társulat egységeinek ügyrendjében.

Fegyelmi és Etikai Bizottság:
Szerencsére 2003-ban sem kellett a bizottságnak összeülnie.

Gazdasági Bizottság:
A tartósan nehéz pénzügyi helyzetben működő társulatunk 2003. évi gazdálkodását a Gazdasági Bizottság részletesen elemezte. Hogy mit látott a Tisztelt Bizottság? Azt a Tisztelt Közgyűlés egy szakszerű és megfontolandó ajánlásokat is tartalmazó helyzetelemzés formájában rövidesen meghallgathatja.

Földtani Közlöny Szerkesztőbizottsága
2003-ban is megjelent a Földtani Közlöny mind a négy füzete, ami a szerkesztőbizottság, a technikai szerkesztő (PIROS Olga) és a tördelő szerkesztő (KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes), továbbá a felkért lektorok munkáját dicséri. Az 1998-tól működő szerkesztőbizottság egyik legfőbb célkitűzése 2002 után így ismét teljesült, azaz a korábbi években a kiadás terén mutatkozó tekintélyes lemaradás felszámolása nem az igényesség rovására történt, amit az az örvendetes hír is megerősít, hogy a Magyar Tudományos-, Üzemi és Szaklapok Újságíróinak Egyesülete által kiírt pályázaton a Földtani Közlöny (a 2003. év 1., 2., és 3. füzete) színvonalas tartalma és kivitele alapján dícséretben részesült. Az 2004. évi kötet már egy új, kisebb létszámú, a földtan ágazatait talán teljesebben lefedő szerkesztőbizottság kézjegyét viseli magán és remélhetőleg tovább folytatódik a Földtani Közlöny közelítése az elismert folyóiratok rendszeréhez. Megjegyzem, hogy FALUS György titkárunk gondozásában rendszeresen

megújuló társulati honlapunkon a Földtani Közlönyben megjelent tanulmányok tartalmi kivonata az elmúlt évtől folyamatosan olvasható. További kellemes hír a Földtani Közlönnyel kapcsolatban, hogy 2003-ban a Földtani Közlöny 650-es példányszámban jelent meg, ami növekvő tendenciát jelent az 560-as példánszámmal jellemezhető 2002. évhez képest, továbbá több tagtársunk rendelte meg a folyóiratot: a 2002-as 479-hez képest 2003-ban 496 fő fizetett elő.

Nemzetközi Kapcsolatok Bizottsága:

Először a magyar-magyar kapcsolatokról. Hivatalos együttműködési megállapodás értelmében 2003-ban a Társulat képviseltette magát az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Egyesület Bányász–kohász–földtani Szakosztályának évi, Zilahon megrendezett, nagyon sikeres összejövetelén, továbbá a Sepsiszentgyörgyön tartott IV. Székelyföldi Geológustalálkozón. Ez utóbbi összejövetelen DUDICH Endre társelnökünk – aki egyben a Nemzetközi Kapcsolatok Bizottságának az elnöke is – az Elnökség nevében felajánlotta, hogy a Földtani Közlöny 2004-ben egy Székelyföldi különszámot ad ki, megfelelő mennyiségű és minőségű kézirat április 18-ig történő beérkezése esetén.

A nemzetközi szervezetekkel a kapcsolattartás erősen változó intenzitású, amit változatlanul az anyagi lehetőségeink által jelentősen korlátozott tagdíjbefizetéshez szükséges pénzügyi fedezet megléte határoz meg. 2003-ban befizettük a tagdíjat a EFG-hez (European Federation of Geologists), továbbá rendeztük az AEGS (Association of European Geological Societies), az ECGA (European Clay Groups Association), az IMA (International Mineralogical Association) és az EMU (European Mineralogical Union) tagságunkat is.

Ifjúsági Bizottság:

A bizottság reaktiválása változatlanul nincs napirenden.

Tisztelt Közgyűlés!

Végül köszönetet mondok a jelentés összeállításához nyújtott segítségért ZIMMERMANN Katalin ügyvezető titkárnak és KOPSA Gariella gazgasági előadónak, továbbá a területi szervezetek, szakosztályok és bizottságok tisztségviselőinek, akik munkájukkal őrzik az MFT több, mint száötven év óta hol lobogó, hol csak pislákoló lángját.

A Magyarhoni Földtani Társulat, mint Kiemelkedően Közhasznú Szervezet 2003. évi közhasznúsági jelentése

Az 1997. évi CLVI. törvény 19. § (a beszámolási szabályok) (1) bekezdése alapján „a közhasznú szervezet köteles az éves beszámoló jóváhagyásával egyidejűleg közhasznúsági jelentést készíteni".

A közhasznúsági jelentés tartalmát a fenti törvény 19. § (3) bekezdése határozza meg.

A beszámolót e tartalmi sorrend alapján állítottuk össze.

1. Számviteli beszámoló

- A 8/1996. (124) Kormányrendelet előírásai szerint a 2003. gazdálkodási évről egyszerűsített éves beszámoló mérleget és eredménykimutatást készítettünk. Ezek a közhasznúsági jelentés mellékletei.
- Tartós adományozásra szerződéskötés nem történt.
- Egy főfoglalkozású dolgozó mellett megbízási szerződéssel is történt foglalkoztatás.

2. Költségvetési támogatás felhasználása, a vagyon felhasználásával kapcsolatos kimutatás, a célszerinti juttatások kimutatása

a) Költségvetési támogatás felhasználása:

Az adófizető állampolgárok egy része a személyi jövedelemadójuk 1%-ának felajánlásakor a Magyarhoni Földtani Társulatot jelölték meg, ez az összeg 2003-ban 978.907,- Ft volt. A támogatást a 2003-ban megjelenő Földtani Közlöny nyomdaköltségeinek pótlására, a társulati Hírlevél nyomdaköltségére és a szaküléseink költségeire fordítottuk.

b) A vagyon felhasználásával kapcsolatos kimutatás

A kimutatást a Gazdasági Bizottság 2003. évi gazdálkodásáról szóló jelentés tartalmazza.

c) Célszerinti juttatások kimutatása:

— Nevelés, oktatás, képességfejlesztés	—
— Pályázati díj	150.508,- Ft
— Ifjú Szakemberek Ankétja (MGE) támogatás	253.000,- Ft
— Tudományos tevékenység	—
—Lapkiadásra fordított összeg	2.039.843,- Ft
— Nemzetközi szervezeteknek fizetett tagsági díj	

AEGS (2002)	49.108,- Ft
EFG (2003)	291.702,- Ft
ECGA (2002–2003)	31.001,- Ft
IMA (2003–2004)	26.562,- Ft
EMU (2000–2003)	85.574,- Ft

d) Kimutatás a kapott támogatásokról:

— központi költségvetési szervtől	271.000,- Ft
— költségvetési támogatás (APEH 1%)	978.907,- Ft
— jogi személyek támogatása	1.135.566,- Ft
— magánszemélyek támogatása	58.000,- Ft

A támogatást támogatóink mindegyikétől a Társulat Alapszabályában rögzített tevékenységek működési költségeihez való hozzájárulásként kaptuk. Ezen belül egyes esetekben meghatározott cél megjelölésével. Például:

— NKÖ támogatás munkabérhez	157,040,- Ft
— KOCH Sándor Alapítvány (Őslénytani vándorgyűlés)	30.000,- Ft
— MTESz (működési költség)	275.250,- Ft
— Magyar Földtanért Alapítvány (Földtani Közlöny)	473.276,- Ft

3. A közhasznú szervezet vezető tisztségviselőinek nyújtott juttatások

A Magyarhoni Földtani Társulat vezető tisztségviselői 2003. évben célszerinti juttatásban nem részesültek.

4. Beszámoló a közhasznú tevékenységről

a) Tudományos tevékenység, kutatás (3)

A Társulat alaptevékenysége, hogy a földtan területén az új kutatási eredmények bemutatása érdekében szaküléseket, vitaüléseket, konferenciákat szervez, szakosztályokat és területi szervezeteket működtet. Tudományos rendezvényeinket a két havonta megjelenő „Hírlevelünk" útján és a honlapunkon (http://www.foldtan.hu/) hirdetjük meg.

Néhány kiemelés:

„Relativitás(-elmélet) a hidrogeológiában" címmel (május 19–22. – Békés) tudományos ülést és szakmai terepbejárást szerveztünk TÓTH József tiszteleti tagunk, az Albertai Egyetem (Edmonton) emeritus professzor tiszteletére. A rendezvény TÓTH professzor tudományterületének magyarországi kutatási eredményeit mutatta be, részben előadások, poszterek, részben terepi bejárások keretében. Az érintett témakörök: felszínalatti vizek, édesvízi mocsarak, sós tavak, termálvizek.

Az MFT Általános Földtani Szakosztályának, Észak-Magyarországi Területi Szervezetének, az MGE Általános Geofizikai Szakosztályának, a Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszékének és a Recski Hely- és Bányászattörténeti Alapítványnak közös szervezésében került megrendezésre a „Darnó-zóna Geológiája és Geofizikája" (május 29–31. Észak-Magyarország) című konferencia. A rendezvényen hetven, a témával foglalkozó geológus és geofizikus szakember vett részt. Az első napon — délelőtt egy, majd délután két szekcióban — elhangzott előadások során számos új adatot, vizsgálati eredményt mutattak be a Darnó-zónával kapcsolatban. Összesen 17 előadás hangzott el, amelyekben többek között rétegtani, szerkezeti és geofizikai szempontú vizsgálataikat ismertették a kutatók. A kétnapos terepbejárás első napján megismerkedtek a Recsk környéki, valamint a Darnó-vonal déli részének keleti oldalán található képződményekkel. A második terepi napon először az Upponyi-hegység, majd a Rudabányai-hegység Darnó-zónához kapcsolódó földtani képződményeivel, szerkezeteivel ismerkedtek meg. A résztvevők megállapították, hogy a Darnó-zóna komplex kutatásával a geológus és geofizikus szakemberek együttműködése számos új információt hozhat, amelyek alapján tisztázhatják annak szerkezetét, keletkezését és mechanizmusát.

A Dél-Dunántúli Területi Szervezetünk ismét megrendezte a Geológus-Geofizikus III. előadói Napot (november 21. Nagykanizsa). Az elhangzott 11 előadás a következő témaköröket érintette: Magyarország szeizmicitása és földrengés kockázata, Zala megye nyersanyag-ellátottsága a piaci igények tendenciái és a megye földtani környezetpotenciálja, a radontól származó dolgozói sugárterhelések a Tapolcai-tavasbarlangban, az uránbányászati rekultiváció jelenlegi helyzete, és hosszú távú feladatai, a Dél-Dunántúl vízkészlete, és a vízgazdálkodás jövője az Európai Uniós Magyarországon, ezeken kívül több új geofizikai módszerről szóló előadás is elhangzott.

A Mérnökgeológia és Környezetföldtani Szakosztályunk Agrogeológiai Előadói Napot szervezett (november 24. Budapest), ahol az erdőtalaj-képződéssel a vízzáró képződmények elemzésével, és a belvízelöntés kockázatának földtani okaival foglalkoztak.

Ugyanezen szakosztályunk az év során több esetben szakmai helyszíni szemlét szervezett, építésföldtanilag tanulságos beruházásokhoz.

A Földtani Közlöny 134. évfolyamánál tartó tudományos folyóiratban évente 4 füzetben (közel 600 oldal) publikálja a tudományos eredményeket.

b) Nevelés és oktatás, képességfejlesztés, ismeretterjesztés (4)

2003. március 21–22-én Dobogókőn került megrendezésre a 24. Ifjú Szakemberek Ankétja fiatal geológus, geofizikus hallgatók és szakemberek részvételével. A rendezvény évek óta hagyományosan egyben egy előadói verseny is, amely elméleti, gyakorlati és poszter szekciókban történik. Az alábbi tagtársaink pályadíjban részesültek:

Elméleti kategória

I. díj: (30.000 Ft): GÁSPÁR Emese, ZAJACZ Zoltán, KOVÁCS István, BENKÓ Zsolt, POCSAI Tamás (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.): Az észak-nyugati Gerecse jellegzetes szerkezeti vonásai.

III. díj: (10.000 Ft): SZŰCS Éva (SzTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tsz): 2D töréshálózat fraktálanalízise.

Gyakorlati kategória

I. díj: (30.000 Ft): SÉLLEI Csaba (MOL Rt. KTD Kutatás): A Magyar Paleogén Medence szeizmikus értelmezési módszerei.

Poszter kategória

I. díj: (30.000 Ft): SZABÓ Zsófia (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Cirkontanulmány a Bükkalja miocén, Si-dús piroklasztitjain.

III. díj: (10.000–10.000 Ft)

BABINSZKI Edit (ELTE Geofizikai Tsz. – Általános és Történeti Földtani Tsz.): Az egri korú andornaktályai homok szedimentológiája és nyomfosszíliái.

DÉGI Júlia (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Szigliget, az új lamprofír előfordulás?

ZAJACZ Zoltán (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): A nógrád–gömöri alkáli bazaltok kumulátum xenolitjaiban található szilikátolvadék-zárványok petrogenetikai jelentősége.

Különdíjak

MÁFI különdíj (25.000 Ft értékű vásárlási utalvány): GMÉLING Katalin (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): A bór koncentráció változása a Belső-Kárpáti mészalkáli vulkáni ívben.

MGSZ különdíj (20.000 Ft + emlékplakett + az előadás megjelentetése a Földtani Kutatás c. lapban): PETRÓ Ildikó, SIMON Szilvia (ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tsz.): Sérülékenység becslés minőségi ellenőrzése a pálihálaspusztai vízbázis vízgyűjtő területére.

2003-ban is folytatódott az általános-, közép- és szakközépiskolás diákoknak és tanároknak szervezett Földtani Szakkör. Célunk volt az érdeklődés felkeltetése a földtudományok iránt, szemléletes, játékos gyakorlati foglalkozásokkal kiegészített előadások keretében, amelyeket kirándulások is kísértek. Az előadássorozat jó kiegészítése a földrajz, a biológia és a kémia oktatásának. Témakörök: ásványtan, kőzettan, őslénytan, vulkanológia, kozmológia, nyersanyagkutatás, vízföldtan, környezetvédelem, az ember és a környezet kapcsolata. A szakkör létrehozói a Magyarhoni Földtani Társulat, az ELTE Kőzettani és Geokémiai

Tanszéke, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszéke, valamint a Földtani Örökségünk Természetvédelmi Egyesület.

A Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály „A földtani bizonytalanság és kockázat értékelésének módjai" címmel továbbképző tanfolyamot tartott (november 20. Budapest ELTE). A továbbképző tanfolyamon elhangzott 7 előadást konzultáció követte, amelyen aktívan részt vett a tanfolyamon megjelent túlnyomó részben fiatalokból álló 51 fő.

Az Oktatási Minisztérium által működtetett Közoktatáspolitikai Tanácsban Társulatunkat az Oktatási és Közművelődési Szakosztályunk Elnöke képviseli. Testületi üléseinken történt egyeztetés után véleményeztük a NAT-2 vitaanyagot.

c) Környezet- és természetvédelem (8–9)

A Társulat Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztálya a Veszprémi Egyetem Környezetmérnöki és Kémiai technológiai Tanszékével közösen rendezett tudományos ülésen az alábbi környezetvédelmi kérdésekkel foglalkozott (március 11. Veszprém):

— Interpoláló eljárások alkalmazásának lehetőségei a térinformatika környezetvédelmi, földtudományos feladataiban;

— Szennyeződés-eloszlási térképek szerkesztése és alkalmazása a környezetvédelemben;

— Talajszennyezettség minősítése egy veszélyes hulladéklerakó környezetében

A Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály, a Magyar Földrajzi Társasággal, a SzTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszékével, az MTA Szegedi Akadémiai Bizottság Földtudományi és Környezetvédelmi Szakbizottságával közösen rendezte meg a 8. Geomatematikai Ankétot (május 5–6. Szeged), a „Térinformatika és távérzékelés alkalmazásai a környezetvédelemben és a földtudományokban" címmel. Érintett témakörök:

— alkalmazott geomatematika, geostatisztika, integrált földtudományi modellek,
— geofizikai alkalmazások,
— geomatematikai, geostatisztikai elméleti megközelítések,
— hidrogeológiai, vízügyi alkalmazások,
— környezetvédelem,
— kőzettan,
— meteorológiai, éghajlattani, talajtani, tájökológiai alkalmazások,
— rétegtani alkalmazások, korrelációs problémák,
— szénhidrogén-földtani alkalmazások, modellek,
— engineering,
— távérzékelés és térinformatika alkalmazásai a földtudományokban.

A Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály szakmai támogatóként közreműködött a Kármentesítési Konferencián (május 21–22., Budapest), amely az Országos Környezeti Kármentesítési Program aktuális kérdéseivel foglalkozott.

Az MFT a Magyar Geológiai Szolgálattal az MTA Földrajztudományi Intézetével és a Mérnök Kamara Geotechnikai Tagozatával közösen szervezte a 6. Földtani Veszélyforrások Konferenciát (május 29–30., Paks). A konferencia keretében lehetőséget biztosítottunk a közös gondolkodásra, a földtan, a földrajz, a

geotechnikai tudományok képviselőinek. A rendezvényen részt vettek a tárgykörben dolgozó tervezők, kivitelezők és az érintett önkormányzatok képviselői. A konferencia főbb témakörei: együttélés a természetes partfalakkal, a földcsuszamlásokkal, a térfogatváltozó agyagtalajokkal, az alábányászott, alápincézett területek okozta veszélyekkel.

A 2003. évi Vándorgyűlésünket szeptember 11–13.-án Bátaapáti helyszínen „A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete" címmel rendeztük meg, melyen 25 tudományos előadás és poszter bemutatása után kétnapos szakmai terepi programon, 19 megállóhelyen a kutatók a helyszínen is megvitatták a kutatási eredményeiket. A rendezvény országos érdeklődésre számot tartó kérdéseket foglalt össze.

Az MFT a Földtani Örökségünk Egyesülettel a kezdetektől szoros kapcsolatot tart fenn. Az MFT tagjai, tisztségviselői ott voltak az Egyesület alakuló ülésén, azóta is folyamatosan látnak el tisztségeket az Egyesület vezetésében. Tagjaink az elmúlt évben is közreműködtek a Földtani Örökségünk pályázatot készítők felkészítésében, de a zsűri tagjai között is vannak tagtársaink, sőt, a zsűri elnöke is társulati tisztségviselő. A rejteki táborban lebonyolított eredményhirdetésen — szokásoknak megfelelően — az elmúlt évben is különdíj adományozásával járultunk hozzá a pályázat sikeréhez.

d) A határon túli magyarokkal kapcsolatos tevékenység (13)

Az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társasággal (EMT) 2002. februárjában Kolozsváron aláírt együttműködési megállapodás értelmében 2003-ban is kölcsönösen részt vettünk egymás vándorgyűlésein (Bátaapáti, illetve Menyháza), az Őslénytani vándorgyűlésünkön, illetve az 5. Székelyföldi Geológustalálkozón, Sepsiszentgyörgyön. Ott felajánlottuk, hogy az MFT negyedéves szakfolyóirata, a Földtani Közlöny, 2004-ben kész kiadni egy 5., különszámot, a Székelyföld geológiájával foglalkozó cikkgyűjteményt. Jelenleg várjuk a megígért kéziratokat (határidő április 18.).

Az MFT 2003. évi közgyűlésén az EMT Bányász–kohász–földtan Szakosztályának és a Bolyai Társaságnak az elnökét, Dr. WANEK Ferencet, elismerő oklevéllel tüntettük ki.

2003-ban zajlott a Magyar Földtudományi Szakemberek 7. Világtalálkozójának előkészítése, amely 2004. augusztus 28. és szeptember 3. között lesz, a Szegedi Egyetemen, kétnapos délvidéki (vajdasági–szerémségi) kirándulással. Az előkészítésben Újvidékről, Kanizsáról és Kassáról is közreműködnek geológus kollégák.

A Közhasznúsági Jelentést elfogadom, a Közgyűlés elé terjeszthető.

Budapest, 2004. március 12.

Dr. Brezsnyánszky Károly
elnök

Dr. Dudich Endre, Dr. Császár Géza társelnökök
Dr. Szabó Csaba főtitkár, Falus György titkár

Földtani Közlöny 134/2, 175–200. (2004) Budapest

A dél-dunántúli eocén (paleogén) képződmények lehordási területének meghatározása – I. Ásványtani, kőzettani és palinológiai vizsgálati eredmények

Provenance of Eocene (Palaeogene) siliciclastic rocks from Southern Transdanubia (Tisza Megaunit, Hungary). Part one: Mineralogical, petrological and palynological results

R. VARGA Andrea[1] – RAUCSIK Béla[2] – †KEDVES Miklós[3]

(7 ábra, 3 táblázat, 2 tábla)

Tárgyszavak: agyagkő, homokkő, lehordási terület, röntgen-pordiffrakció, palinológia, eocén, Szentlőrinci Formáció, Dél-Dunántúl

Keywords: mudrock, sandstone, provenance, X-ray diffraction, palynology, Eocene, Szentlőrinc Formation, Southern Transdanubia

Abstract

The present paper reports on mineralogical, petrographic and palynological characterisations of archive samples of the Palaeogene Szentlőrinc Formation from boreholes Szentlőrinc–XII, Becefa–1 and Szigetvár–III, Southern Transdanubia, Hungary.

Eocene sediments in the lower part of borehole Szentlőrinc–XII are composed of polycrystalline quartz grains and metamorphic rock fragments. This composition suggests that the grains are derived directly from rocks with a crystalline basement. Intensive chemical weathering of the source area is indicated by altered feldspar grains and a predominance of kaolinite in the clay mineral suite. This succession shows an upward increase in Palaeozoic acidic volcanic clasts and K-feldspar grains.

The provenance of sedimentary rocks from boreholes Becefa–1 and Szigetvár III is similar to that described above for the borehole Szentlőrinc-XII, but these sediments contain a lot of carbonate clasts. In the conglomerate samples, there are Palaeozoic metamorphic (crystalline basement) and acidic volcanic clasts, fine-grained sandstone clasts, Triassic limestone and dolomite. Along with Jurassic limestone, marl clasts, and also Cretaceous limestone clasts derived from the Mecsek–Villány Zone have been recognised. Ooidic-peloidic grainstone-packstone on the base of borehole Szigetvár–II (1002.0 m) can be correlated with the Jurassic Szársomlyó Limestone Formation of the Villány area.

Palynological data suggest that the studied brown coal sample was formed in the Middle Eocene. Based on the fossils identified and the main results from previous studies, the Palaeogene sequence was classified in the Middle Eocene – Lower Oligocene(?).

Összefoglalás

Munkánkban a Szentlőrinc–XII. szerkezetkutató fúrás, a Becefa–1 és a Szigetvár -III fúrások archív, a paleogén rétegsort (Szentlőrinci Formáció) reprezentáló mintáinak ásványtani, kőzettani és palinológiai vizsgálatát végeztük el.

[1]ELTE Kőzettani és geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, e-mail: vargaab@ludens.elte.hu

[2]Veszprémi Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10, e-mail: raucsik@almos. vein.hu

[3]Szegedi Tudományegyetem, Növénytani Tanszék Sejtbiológiai és Evolúciós Mikropaleontológiai Laboratórium, 6701 Szeged, Egyetem u. 2

A szentlőrinci fúrás alsó szakaszán az eocén üledékek szemcséinek anyaga uralkodóan polikristályos kvarc és metamorf kőzettörmelék. Ez az összetétel a paleogén rétegsor feküjét alkotó kristályos aljzat eróziójából származó törmelékanyag felhalmozódására utal. A lehordási terület intenzív kémiai mállását a földpátok jelentős átalakulása és a kaolinit kiemelkedő mennyisége jelzi. A rétegsorban felfelé haladva megnövekszik a paleozoikumi savanyú vulkanit kőzettörmelék és a káliföldpát szemcsék mennyisége.

A Szigervár-III fúrás és a Becefa-1 fúrás üledékes kőzeteinek lehordási területe hasonló a Szentlőrinc XII fúrás kőzeteinek forrásterületéhez, azonban ezek a képződmények jelentős mennyiségű karbonátos törmelékanyagot is tartalmaznak. A konglomerátum minták kavicsanyagában a paleozoikumi metamorf (kristályos aljzat) és savanyú vulkanitklasztok mellett aprószemcsés homokkő törmeléket, valamint a Mecsek-villányi zónából származó triász mészkövet és dolomitot, jura mészkő és márga kavicsokat, továbbá kréta mészkőtörmeléket is sikerült meghatároznunk. A Szigetvár-III fúrás bázisán (1002,0 m) található ooidos-peloidos grainstone-packstone szövetű mészkövet a Villányi zóna jura rétegsorából ismert Szársomlyói Mészkővel azonosítottuk.

A palinológiai feltárás adatai szerint a vizsgált barnakőszén a középső-eocénben képződött. A meghatározott fosszíliák és a korábbi kutatások legfontosabb eredményei alapján a paleogén rétegsor képződése így a középső-eocén–kora-oligocén(?) intervallumra tehető.

Bevezetés

A Mecseki alegységben bizonyítottan eocén (paleogén) korú képződményeket (Szentlőrinci Formáció) a Szentlőrinc és Szigetvár között lemélyített fúrások (Szentlőrinc–XII. szerkezetkuató fúrás, Szigetvár–I –III fúrás, Becefa–1 fúrás) tártak fel. Az ősföldrajzi jelentőségű, kontinentális kifejlődésű üledékes rétegsort elsősorban WÉBER (1982, 1985) munkássága révén ismerhettük meg, aki publikációiban BÓNA J. (in: WÉBER 1982, 1985) palinológiai vizsgálatainak eredményeire fektette a legnagyobb hangsúlyt. Annak ellenére, hogy a paleogén kőzetanyagból a makroszkópos dokumentáción túl csak szórványos ásványtani és kőzettani vizsgálatok készültek (néhány homokkő, ill. kavics vékonycsiszolati jellemzése; a XII szerkezetkutató fúrás kőzeteinek röntgen-pordiffrakciós vizsgálata), a fúrások kőzetanyagának jelentős része napjainkra megsemmisült.

A Magyarország tektonikai fejlődésével és geológiai helyzetével kapcsolatos kutatások, valamint a Tiszai főegységen belül a Mecseki egység ősföldrajzi kapcsolatait feltáró legújabb eredmények – különösen a miocén Szászvári Formáció kavicsanyagából előkerült, áthalmozott középső-eocén karbonátos paleotalaj görgetegek vizsgálati eredményei (VARGA et al. 2002a, 2002b) – azonban szükségessé tették a még hozzáférhető paleogén kőzetanyag részletes újravizsgálatát.

A Szentlőrinc–XII szerkezetkutató fúrás, a Becefa–1 és a Szigetvár–III fúrás archív, a paleogén rétegsort reprezentáló mintáinak részletes revíziós vizsgálatát tudományos diákköri munkaként – SZAKMÁNY Gy. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék) témavezetése mellett – R. VARGA (2002) végezte el.

Tanulmányunkban a fent megnevezett fúrások kőzetanyagának részletes ásványtani, kőzettani és palinológiai vizsgálati eredményeit ismertetjük, különös tekintettel a paleogén rétegsor lehordási területének jellemzésére. Terjedelmi okokból a konglomerátum minták kavicsanyagának részletes szöveti és mikrofácies vizsgálatának eredményeit publikációnk tervezett második részében közöljük.

A dél-dunántúli paleogén képződmények megismerésének története

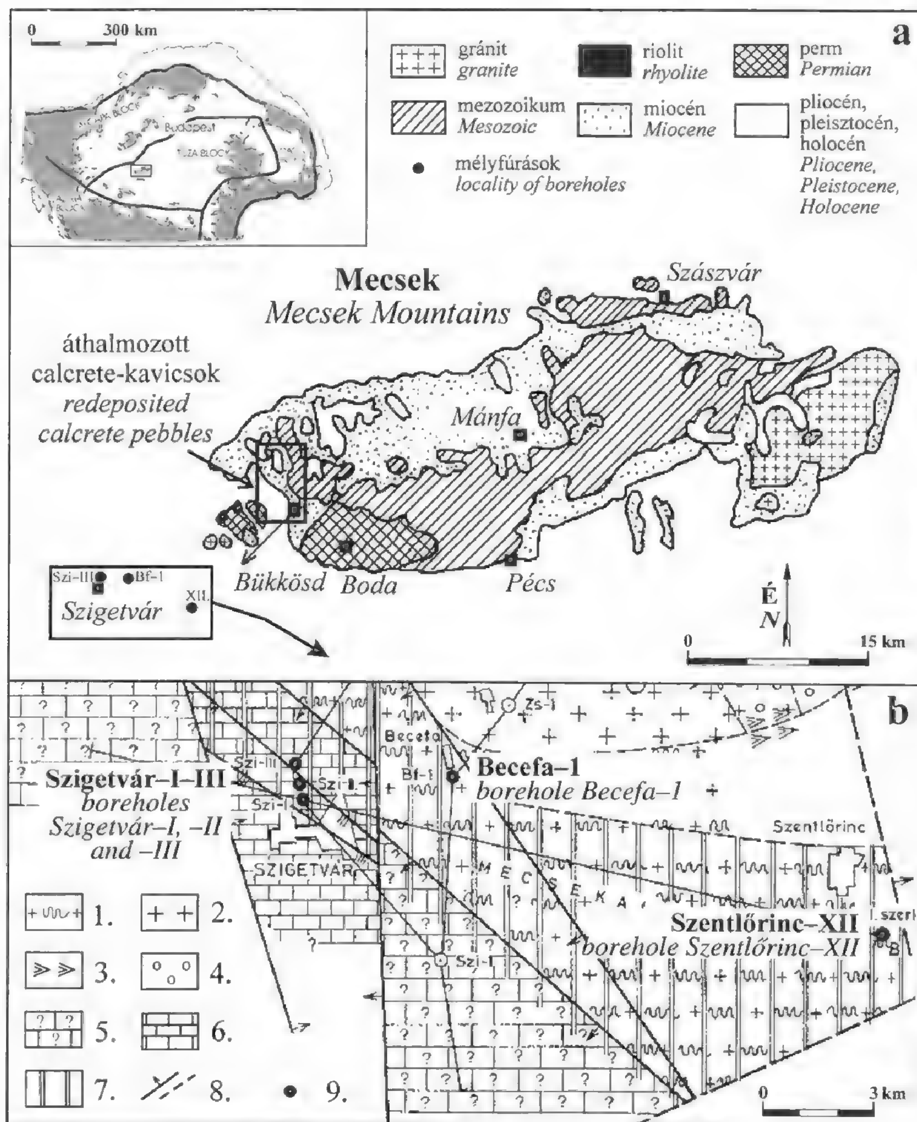
A Mecseki alegységben (1. *ábra*) először a Mecsekalja árok területének kutatása során, 1978-ban váltak ismertté paleogén képződmények. A Szentlőrinc községtől délre mélyített XII szerkezetkutató fúrás barnakőszén rétegeinek palinológiai vizsgálatakor ugyanis eocén sporomorfát határoztak meg (WÉBER 1982). A feltárt rétegsor a kristályos aljzat helyben maradt, koptatatlan üledékére települt, az ezt követő rétegek – üledékfolytonosság alapján – feltételezhetően oligocén korúak, amelyek a fedő alsó-miocén képződményektől éles határral különülnek el. A szentlőrinci fúrás rétegsorát aprókavicsos homok, kőszenes agyag, barnakőszén, agyag, aleurolit, valamint homokkő rétegek váltakozása alkotja. A fúrásban olyan – szárazföldi, folyóvízi-ártéri vagy tavi-lápi környezetre utaló – oxidált, gumós agyag-aleurolit rétegek is megjelentek, amelyek biogén eredetű mészcsomókat és féregjárat maradványokat tartalmaztak (WÉBER 1982).

1979-ben KISHÁZI jelentést készített a szentlőrinci fúrás 10 mintájának ásványos összetételéből, azonban ebből csak 8 minta tartozott a paleogén rétegsorba (3 minta biztosan eocén). KISHÁZI (1979) a kőzetminták minőségi és durva becsléses mennyiségi összetételét határozta meg röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredményeire támaszkodva, az adatokat biztos, valószínű és bizonytalan elegyrész kategóriákba sorolta. Jelentése alapján a paleogén képződményekben közepes mennyiségű, illetve sok a kvarc, változó arányban (közepes mennyiségű, kevés, vagy nem jelenik meg) fordul elő a kalcit, a dolomit, a kaolinit, a metahalloysit, a földpát és az illit. Néhány mintában kis mennyiségű montmorillonitot és goethitet mutatott ki.

A Szigetvár környéki vízkutató fúrások kőzetanyagát újravizsgálva WÉBER (1985) megállapította, hogy a Szigetvár–I fúrásban (mélyült 1966-ban) az alsó-kréta mészkőre, a Szigetvár–II (mélyült 1977-ben) és a Szigetvár–III fúrásban (mélyült 1979-ben) a felső-jura–alsó-kréta mészkő alaphegységre szintén paleogén törmelékes képződmények települnek. Ezekben a fúrásokban a kontinentális kifejlődésű kőzetegyüttes karbonátos kötőanyagú konglomerátum, karbonátos vagy agyagos homokkő, homokos aleurolit, kavicsos agyag, agyag, agyagmárga, márga, valamint mészmárga rétegek váltakozásából áll (WÉBER 1985).

A Szentlőrinci Formáció képződményeit tárta fel a Becefa–1 fúrás (mélyült 1982-ben) is, amelyben az eocén üledékösszlet mezozoos mészkő és dolomit anyagú, jól koptatott kavicsokból álló, kemény, tömör konglomerátum réteggel kezdődik. A törmelékes kőzeteket – a szigetvári fúrásokhoz hasonlóan – karbonátos kötőanyagú homokkő, homokos aleurolit, márga, agyagmárga, agyag, továbbá agyagkő rétegek alkotják (WÉBER 1985).

WÉBER (1982, 1985) ősföldrajzi rekonstrukciója alapján a paleogén szárazföldi üledékgyűjtő feltöltésében – a kristályos alaphegység kőzetein kívül – a tengeri kifejlődésű triász–kréta alaphegységből lepusztult kőzetanyag szerepe is jelentős. Az eocén képződmények lerakódása idején dús, mocsári vegetáció létezett. A felhalmozódó növényi szervesanyagból kisebb kőszéntelepek képződtek. A törmelékes üledékes kőzetek anyaga trópusi-szubtrópusi éghajlaton, vízfolyások közvetítésével jutott a szárazföldi üledékgyűjtőbe (WÉBER 1982, 1985).



1. *ábra.* a: a Mecsek hegység áttekintő földtani térképe (VARGA et al. 2002a); b: neogén alatti képződmények Szigetvár és Szentlőrinc között (WÉBER 1985 nyomán); jelmagyarázat: 1: kristályos alaphegység; 2: granitoid; 3: szerpentinit; 4: alsó-perm képződmények; 5: mezozoikum(?); 6: felső-jura– alsó-kréta mészkő; 7: paleogén üledékek; 8: vető, feltolódás; 9: mélyfúrások.

Fig. 1. a: Generalized geological map of the Mecsek Mts. (VARGA et al. 2002a); b: pre-Neogene formations between Szigetvár and Szentlőrinc (after WÉBER 1985); legend: 1: crystalline basement; 2: granitoid; 3: serpentinite; 4: Lower Permian sediments; 5: Mesozoic(?); 6: Upper Jurassic – Lower Cretaceous limestone; 7: Palaeogene sediments; 8: normal/reverse fault; 9: locality of boreholes.

A csak mélyfúrásokból ismert dél-dunántúli paleogén üledékgyűjtő WÓRUM (1999) kutatási eredményei alapján vált „láthatóvá", aki szakdolgozatában a Nyugati-Mecsek déli előterének szerkezetét vizsgálta szeizmikus reflexiós szelvények felhasználásával. Munkájában az É–D irányú Gö–3 és Gö–5 jelzésű szelvényen, valamint a DNy–ÉK irányú Gö–4 jelzésű szeizmikus reflexiós szelvényen (amely a Mecsekalja vonallal kis szöget bezárva a Mecsekalja árokba fut bele) egyértelműen kirajzolódnak a paleogén képződmények. A XII szerkezetkutató fúráson keresztülhaladó Gö–3 szelvényen, a paleogén összleten belül a rétegek gyűrtek, valamint két, dél felé feltolódott pikkelyt alkotnak. A Gö–4 szelvény szintén érintette a szentlőrinci fúrást, ebben a vékony miocén képződmények eróziós diszkordanciával érintkeznek a paleogén rétegsorral. Az utóbbi szelvényen a szerkezetkutató fúrás közvetlen környezetében pozitív virágszerkezet jelenik meg, amely a pannon üledékeket jól felismerhető módon, a paleogént pedig nagy valószínűséggel érinti. WÓRUM (1999) eredményei alapján feltételezhető egy oligocén végi kompressziós esemény, amely a gránit paleogénre való feltolódását és deformációját okozta. Ez a paleogén összlet kibillenésével és eróziójával járt együtt.

A dél-dunántúli paleogén képződmények kutatásának a nyugat-mecseki miocén konglomerátumból (Szászvári Formáció) előkerült két eocén karbonátos paleotalaj görgeteg adott új lendületet. A meghatározott spóra és pollenszemek alapján az áthalmozott calcrete-ek a Szentlőrinci Formáció kontinentális rétegsorához kapcsolhatók (VARGA et al. 2002a, 2002b). A Szentlőrinci Formáció képződményei között eddig nem ismertek fel calcrete szinteket, azonban analógiák alapján valószínűsíthető (GIERLOWSKI-KORDESCH et al. 1991), hogy ehhez a sziliciklasztos-karbonátos rendszerhez olyan üledékképződési környezet kapcsolódott, amelyben karbonátos paleotalaj horizontok kialakulásához kedvező feltételek uralkodtak (VARGA et al. 2002a, 2002b).

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

Munkánk alapját azok a reprezentatív fúrómagminták jelentették, amelyeket a Szentlőrinc–XII szerkezetkutató fúrásból (11 kőzetminta), a Becefa–1 (5 minta) és a Szigetvár–III (5 minta) fúrások maganyagából Wéber B. korábbi vizsgálataihoz kiválasztott és megőrzött (*I. táblázat*).

A paleogén kőzetminták ásványtani és kőzettani jellemzése makroszkópos megfigyelésekre, petrográfiai mikroszkópos és röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok eredményeire épült. Munkánk során az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén 24 db normál, illetve nagyméretű vékonycsiszolat leírását végeztük el.

A röntgen-pordiffrakciós mérések a Veszprémi Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén készültek, amelyekhez – az előzetes kőzettani vizsgálatok alapján – 12 homokkő-, márga- és agyagkőmintát választottunk ki (9 a XII szerk fúrásból, 2 a Szigetvár–III fúrásból, 1 a Becefa–1 fúrásból). A felvételeket Philips PW 1710 típusú készülékkel, CuKα sugárforrással, grafitegykristály-monokromátor és proporcionális számláló detektor alkalmazásával készítettük. A minták ásványos összetételének meghatározásához a porított kőzetmintákból négy méréssorozat készült: teljes minta, orientálatlan diffrakciós felvétel, ún. „rázós"

I. táblázat. A Szentlőrinc-XII fúrásból, a Becefa-1 és a Szigetvár-III fúrásból vizsgált minták jegyzéke

Table I Samples studied from boreholes Szentlőrinc-XII, Becefa-1 and Szigetvár-III

Szentlőrinc-XII szerkezeti fúrás		
jelölés	*mélység (m)*	*kőzettípus*
XII/1	880,6	tarka, vörös-sárgásbarna foltos, agyagos, kőzetlisztes homokkő (darakavicsos)
XII/2	888,4	tarka (vörös, sárga, szürke) kőzetlisztes, csillámos agyagkő (gyökérnyommal és bioturbációs járatokkal)
XII/3	957,8	lila, barnáslila, finomkavicsos, kőzetlisztes homokkő
XII/4	973,7	vörös, darakavicsos, kőzetlisztes agyagkő
XII/5	1088,25-1088,4	barnásfekete, enyhén laminált, fényes törési felület ű barnakőszén
XII/6	1089,1–1089,5	szürke, darakavicsos, durvaszemcsés homokk ő
XII/7	1089,1–1089,5	szürke, darakavicsos homokk ő (finomkonglomerátum)
XII/8	1103,2–1103,8	zöldesszürke, darakavicsos, durvaszemcsés homokk ő (mátrixvázú finomszemcsés konglomerátum)
XII/9	1110,8–1111,2	zöldesszürke, limonitfoltos, középszemcsés homokk ő
XII/10	961,2	barnásfehér, karbonátos-limonitos konkréció
XII/11	1087,2–1087,4	világosszürke, karbonátos-kőzetlisztes konkréció
Becefa–1. fúrás		
jelölés	*mélység (m)*	*kőzettípus*
Bec1/1	537,4	zöldesszürke, középszemcsés homokk ő
Bec1/2	553,1	sötétszürke, szürkésfekete, mikrites mészk őkavics
Bec1/3	556,1	szemcsevázú konglomerátum
Bec1/4	557,1	kavicsos finomkonglomerátum
Bec1/5	554,1–558,9	dolomit, mészkő és bontott vulkanit anyagú kavicsok a konglomerátumból (3 db)
Szigetvár–III. fúrás		
jelölés	*mélység (m)*	*kőzettípus*
SZIII/1	713,4–717,4	tarka, szemcsevázú, polimikt konglomerátum
SZIII/2	713,4–717,4	téglavörös, kőzetlisztes agyagkő-aleurolit (sárgásfehér, karbonát anyagú foltokkal, gumókkal)
SZIII/3	752,0–755,0	világosszürke agyagmárga-márga
SZIII/4	817,6–820,0	zöldesszürke, középszemcsés homokkő, valamint szemcsevázú, polimikt konglomerátum
SZIII/5	1002,0	sárgásfehér, sztilolitos, ooidos mészk ő (talpminta)

mintatartóban; 4 v/v%-os ecetsavas kezelést követő oldási maradék, orientálatlan felvétel; <2 μm szemcsemeretű frakció vizsgálata, desztillált vizes ülepítést és ultrahangos kezelést követően, légszáraz minta; a 3. sorozat mintáiról etilén-glikolos kezelést (4 órán keresztül, 80 °C-on) követően készített felvételek. A földpátok egymáshoz viszonyított arányának megbecsülésére a káliföldpát 3,24 Å-nél és az albit 3,19 Å-nél jelentkező 100-as intenzitású 002 és 040 csúcsainak, valamint a káliföldpát 4,22 Å-nél, az albit 4,03 Å-nél jelentkező 61-es, illetve 45-ös intenzitású csúcsainak integrált területét vettük figyelembe. A rétegszilikátokat a bázisreflexiók helyzete alapján különítettük el. Félmennyiségi meghatározásukhoz a reflexiókhoz tartozó számított integrált területeket és a következő korrekciós faktorokat használtuk fel: kaolinit és klorit: 1; illit± muszkovit: 2; szmektit: 0,5. Az illit/szmektit kevert szerkezetek duzzadóképességének

megbecsülése a diffúz reflexiók kis intenzitása miatt REYNOLDS & HOWER (1970) a/b indexének („peak and valley ratio") felhasználásával történt.

A XII/5 jelű minta minőségi és mennyiségi palinológiai vizsgálata a Szegedi Tudományegyetem Növénytani Tanszékének Sejtbiológiai és Evolúciós Mikropaleontológiai Laboratóriumában készült. Az elemzéshez a borsószem nagyságúra megtört barnakőszénmintát 20%-os salétromsavas oxidációval (24 órán keresztül), majd mosást követően 10%-os NaOH-oldatos kezeléssel tártuk fel. A szervetlen alkotók feloldása HF felhasználásával történt. Ismételt mosás után bórsavas sósav-oldattal távolítottuk el a kolloidális szennyezéseket. A fénymikroszkópos vizsgálatokhoz a preparátumok glicerin-zselatinát felhasználásával (hidratációs fok: 39,6%) készültek.

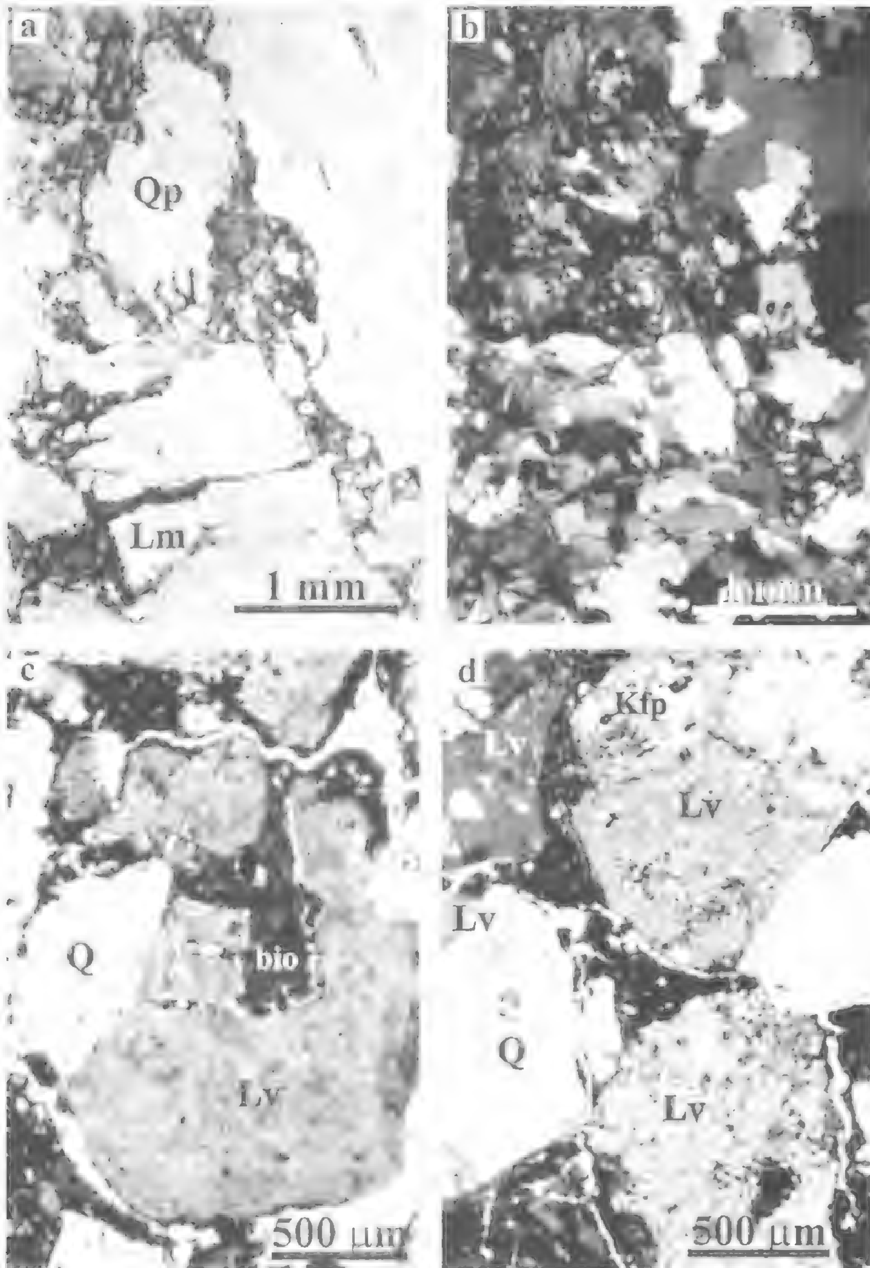
A paleogén minták kőzettani összetétele

Szentlőrinc–XII szerkezetkutató fúrás

A XII szerkezetkutató fúrás vizsgált kőzetanyaga uralkodóan rosszul osztályozott, laza vagy gyengén cementált, szürke, zöldesszürke, darakavicsos, közép- és durvaszemcsés homokkövekből áll (*I. táblázat*). A petrográfiai mikroszkópos vizsgálatok eredményei alapján ezek a homokkövek két petrofáciesbe sorolhatók: (1) a fúrás idősebb rétegeiben található metamorf kőzettörmelékes homokkövek (XII/8 és XII/9 minta), valamint (2) éretlen litarenitek, amelyek jelentős mennyiségű földpátot és vulkáni eredetű kőzettörmeléket tartalmaznak (XII/6 és XII/7 minta).

Az első típusba tartozó, rosszul osztályozott, kalcittal cementált, foltokban hematitos, limonitos, közép-durvaszemcsés homokkövek szemcséi szögletesek, gyengén koptatottak (*2a–b. ábra*). Legnagyobb mennyiségben sok alkristályból álló polikristályos kvarcot (Qp) tartalmaznak, amelyek között szutúrásan érintkező és egyensúlyi kristályosodásra utaló változatok egyaránt gyakoriak. A monokristályos kvarc mennyisége elhanyagolható. A földpátokat üde vagy különböző mértékben átalakult (agyagásványosodott), poliszintetikusan ikres plagioklász ásványszemcsék képviselik. A kőzettörmelékek mennyisége jelentős, anyaguk döntően instabilis, metamorf eredetű. Szövetük granoblasztos (kvarc, albit) vagy lepido-granoblasztos (kvarc, muszkovit és/vagy biotit). Alárendelten, a durvább szemcsefrakcióban milonitosodott vagy gneiszes szerkezetű kőzettörmelékek is megfigyelhetők. Ez utóbbi szemcsékben közel izometrikus, kalcittal kitöltött, plagioklász(?) utáni pszeudomorfózák találhatók. Az akcesszóriákat törmelékes muszkovit, kloritosodó és opak szemcséket tartalmazó biotit, cirkon, rutil és szögletes, zöldesbarna-sárgásbarna pleokroizmusú turmalin alkotja.

A 2. petrofáciest olyan durvaszemcsés homokkövek képviselik, amelyek legnagyobb mennyiségben szintén polikristályos kvarcot tartalmaznak. A sok alkristályból álló Qp szemcséken belül az alkristályok kioltása unduláló, érintkezésük uralkodóan szutúrás, amely metamorf eredetre utal. A monokristályos kvarc aránya elhanyagolható. A vizsgált litarenitek kis mennyiségben káliföldpát és átalakult plagioklász ásványszemcséket, továbbá törmelékes muszkovitot



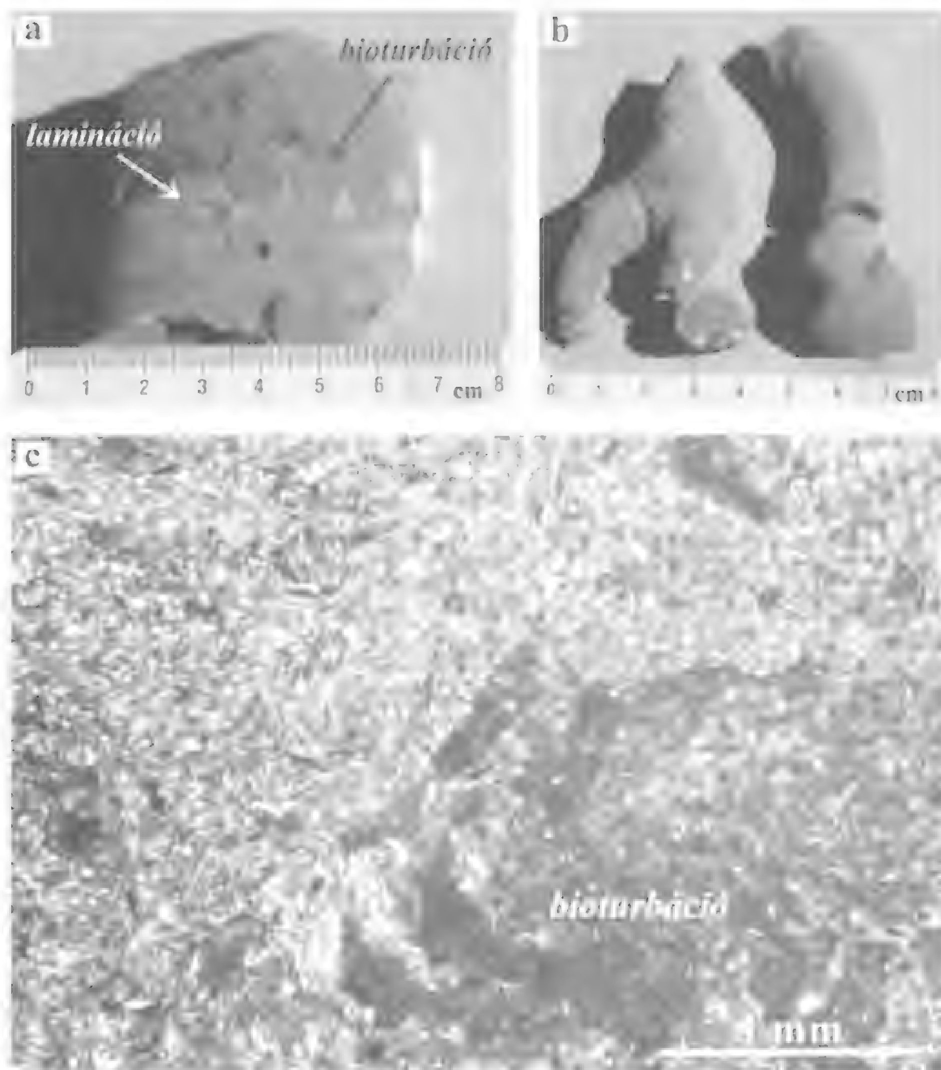
2. *ábra.* Kőzettörmelékes homokkő mikroszkópos képe. a–b. Polikristályos kvarc (Qp) és metamorf eredetű kőzettörmelék (Lm) szemcsék a rosszul osztályozott litarenitben (XII/8 minta, 1N és +N); c–d. Kvarc (Q), biotit (bio) és átalakult káliföldpát (Kfp) fenokristályokat tartalmazó vulkanit (Lv) szemcsék (XII/6 minta, 1N)

Fig. 2 Photomicrographs of petrographic thin sections of litharenite samples. a b poorly sorted litharenite with polycrystalline quartz grains (Qp) and metamorphic rock fragments (Lm), sample XII/8, 1N and +N; c–d volcanic rock fragments with quartz (Q), biotite (bio) and altered K-feldspar phenocrysts (Kfp), sample XII/6, 1N

tartalmaznak. A kőzettörmelékek mennyisége jelentős, anyaguk döntően instabilis, vulkáni (Lv) és metamorf (Lm) eredetű. A vulkáni eredetű kőzettörmelékek koptatottsága általában jobb, mint a metamorf eredetű törmelékeké vagy a kvarcszemcséké. Az Lv csoportot elsősorban átalakult, átkristályosodott, helyenként kovásodott vulkáni alapanyagtörmelékek alkotják, amelyek között felzites, vitroporfíros, hialopilites, szferolitos és folyásos szövetű szemcsék különíthetők el. Ezekben a vulkanitokban rezorpciós vagy sajátalakú kvarc; átalakult szanidin; kloritosodó, opak foltokat tartalmazó biotit fenokristályok; valamint cirkon, biotit utáni pszeudomorfózában rutil és opakásvány akcesszóriák figyelhetők meg (*2c–d. ábra*). Ezek a bélyegek a forrásterületen egyértelműen savanyú vulkanit (riolit) lepusztulására utalnak. A 2. petrofácies metamorf kőzettörmelékeit granoblasztos szövetű, polikristályos kvarcból, kloritosodó biotitból és átalakult (agyagásványos, szericites, hematitos) plagioklászból álló szemcsék (kvarcalbit-pala, ortogneisz?), valamint lepido-granoblasztos, finomszemcsés kvarcból és muszkovitból álló (fillit?) töredékek alkotják.

Kisebb mennyiségben lila vagy tarka, vörös-sárgásbarna foltos, darakavicsos, agyagos-kőzetlisztes homokkő; vörös, darakavicsos, morzsalékosan széteső, kőzetlisztes agyagkő; barnásfekete, fekete, enyhén laminált, fényes törési felületű barnakőszén szintén megjelenik a fúrás paleogén rétegsorában. Ezek a kőzetek határozható makrofaunát nem tartalmaztak, azonban bioaktivitásra utalnak a laminált, tarka, kőzetlisztes (monokristályos kvarc, muszkovit, klorit) agyagkőben (XII/2 minta) megjelenő gyökér- és bioturbációs nyomok (*3a.* és *3c. ábra*). A járatokat kb. 1 cm széles, szabálytalanul elágazó, függőleges csatornák alkotják, amelyek belső szerkezete óraüvegszerű. Ez a meniszkusz jellegű, aktív járatkitöltés üledékfaló életmódot folytató élőlényre utal, továbbá folyamatos, vagy epizodikus, de gyors üledék-felhalmozódást jelez, amelyhez a benne élő élőlénynek alkalmazkodnia kellett (BABINSZKI et al. 2003).

A szentlőrinci fúrás agyagos-aleurolitos kőzeteiből származnak azok a barnásfehér vagy világosszürke, szabálytalanul elágazó, 1–2 cm átmérőjű, hengeres konkréciók (*3b. ábra*), amelyek finomszemcsés, mikrites, agyagos és karbonátos alapanyagban kőzetliszt méretű monokristályos kvarc, polikristályos kvarc, mikroklin, albit, törmelékes muszkovit, biotit és klorit szemcséket tartalmaznak (XII/10 és XII/11). A XII/11 jelű konkréció központi részén 4 db ovális, sötétbarnafekete színű szemcse figyelhető meg, amelyekben szintén kőzetliszt méretű ásványtörmelékek (kvarc, muszkovit) találhatók. Az egyik ovális, sötét szemcsében rossz megtartású növényi maradvány őrződött meg, amely sejtszerkezete felismerhető. A felsorolt bélyegek egyértelműen bizonyítják, hogy ezek az ovális szemcsék állati eredetű ürülékcsomók (fekális pelletek), így ez a minta bioturbációs járatban kialakult diagenetikus konkréciónak tekinthető. A járatot a benne lakó élőlény töltötte ki (aktív járatkitöltés), amelyre a jellegzetes pelletes belső szerkezet utal (BABINSZKI et al. 2003). A bemutatott biogén eredetű életnyomok valószínűleg állandó lakóhelyek voltak, ezért a Domichnia csoportba sorolhatók (BABINSZKI 2002).



3. *ábra.* a. Bioturbált, kőzetlisztes agyagkő (XII/2 minta). b. Konkréciók a Szentlőrinc–XII fúrásból (XII/11 minta); c. A bioturbált, kőzetlisztes agyagkő vékonycsiszolati képe (XII/2 minta, 1N)

Fig. 3. a Bioturbated silty claystone (sample XII/2); b Concretions from borehole Szentlőrinc–XII (sample XII/11); c Photomicrographs of petrographic thin section of bioturbated silty claystone sample (sample XII/2, 1N)

Becefa–1 fúrás

A Becefa–1 fúrásból rendelkezésünkre álló minták durvább szemcseméretűek, mint a XII szerkezetkutató fúrás bemutatott kőzetanyaga (*I. táblázat*). Az egyetlen homokkő minta kalcittal cementált, zöldesszürke, kitűnően osztályozott, középszemcsés homokkő, amely döntően kvarc és kőzettörmelék szemcséket tartalmaz. A fúrás jellegzetes képződményei a közepesen osztályozott, szemcsevázú

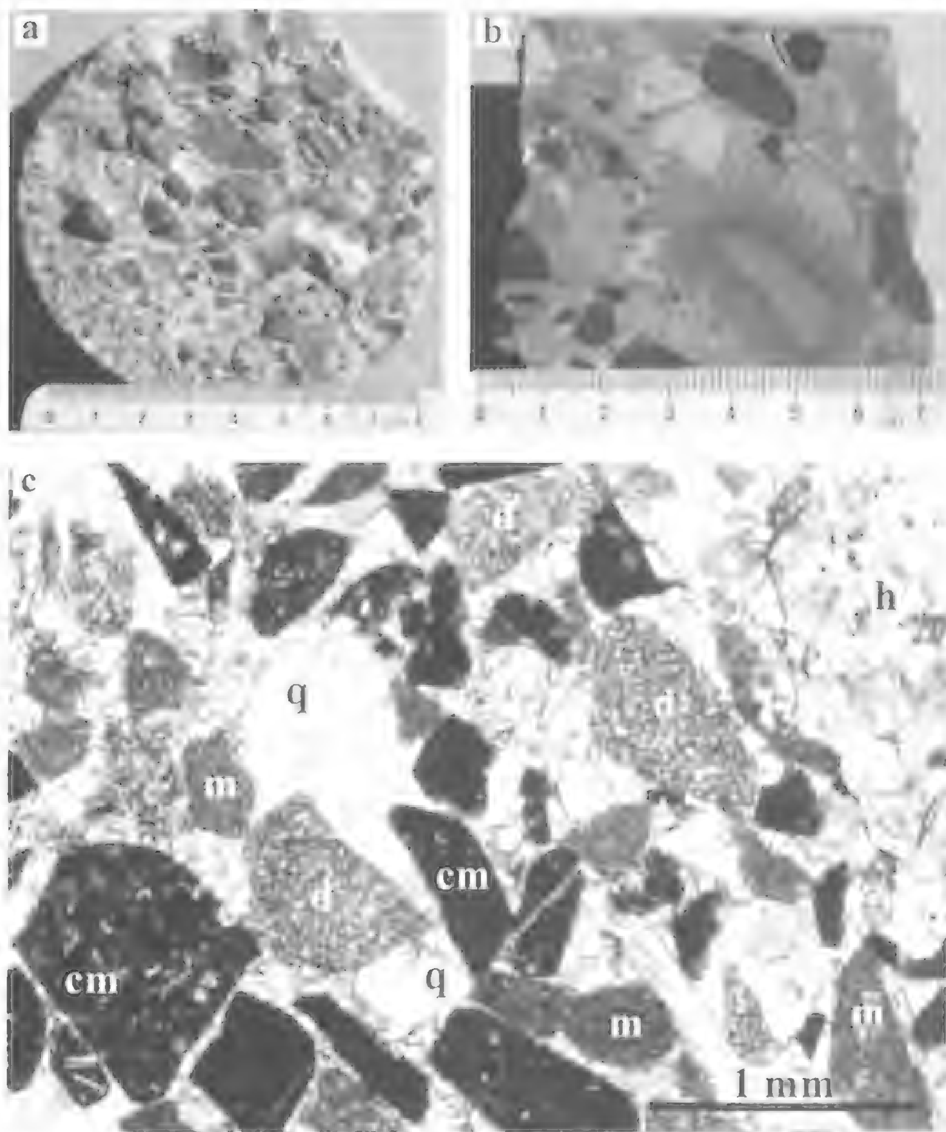
konglomerátum, amelyek közepesen-jól kerekített, uralkodóan sötétszürke, mikrites mészkő, valamint világos szürkésbarna, repedezett, finomkristályos (cukorszövetű) dolomit kavicsokat tartalmaznak (*4a. ábra*). Kisebb mennyiségben sárgásfehér mikrites mészkő, sárgásbarna márga, kvarcit, vörös homokkő, metamorf eredetű kőzettörmelék, szürke-zöldesszürke átkristályosodott vulkanit és kvarc anyagú klasztok szintén elkülöníthetők. A karbonátos kavicsanyag felületén visszaoldódási nyomok láthatók, amelyeket a kémiai kompakció következtében fellépő nyomási oldódás hozott létre. A kalcittal cementált konglomerátumok alapanyagát a kavicsokkal megegyező összetételű durvaszemcsés homokkő alkotja.

Szigetvár–III fúrás

A Szigetvár–III fúrás újravizsgálatra átvett paleogén kőzetanyaga egyrészt finomszemcsés üledékes kőzetekből (agyagkő, agyagmárga), másrészt tarka, szemcsevázú (helyenként mátrixvázú), polimikt konglomerátum-mintákból áll (*I. táblázat*). Az archivált maganyag a fúrás talpmintáját is tartalmazta (sárgásfehér, sztilolitos, ooidos mészkő), amely szöveti és mikrofácies vizsgálata lehetővé tette a paleogén rétegsor feküjének pontosítását az adott fúrásban.

A finomszemcsés kőzeteket képviselő két minta kőzettani jellemzői eltérőek: a világosszürke agyagmárga-márga szerkezete homogén, felületén rossz megtartású, szenesedett levélmaradványt tartalmaz; a téglavörös, kőzetlisztes agyagkőben azonban sárgásfehér karbonát (kalcit) anyagú, nem éles határvonalú csomók, gumók figyelhetők meg. Ez utóbbi minta alapanyaga – a petrográfiai mikroszkópos észrevételek alapján – agyagos-karbonátos, kőzetliszt méretű kvarc, muszkovit, mállott földpát és törmelékes kalcit szemcséket, valamint diszperz eloszlású hematitot tartalmaz. A szabálytalan eloszlású, világosabb, mikrites karbonátból álló foltok, gumók nem kapcsolódnak járatkitöltéshez. Szöveti jellemzőik alapján felhalmozódásuk valószínűleg pedogén eredetű (calcrete?).

A Szigetvár–III fúrásból származó tarka, szemcsevázú konglomerátum minták kavicsanyaga polimikt, rosszul osztályozott, a kavicsok maximális mérete 8,8 cm (sárgásbarna mállási kérgű márga), az átlagos átmérőjük 1–2 cm. A kavicsok típusa csökkenő gyakorisági sorrendben: közepesen kerekített, szürke-sötétszürke, mikrites mészkő; gyengén kerekített, sárgásfehér-rózsaszínű mikrites mészkő; sárgásvörös, kitűnően kerekített, sárgásbarna mállási kérgű márga; barna átkristályosodott mészkő (dolomit?); rózsaszínű, kifakult aprószemcsés homokkő; barna, limonitos aprószemcsés homokkő; fillit és kvarcit (*4b. ábra*). A mészkő- és a márgakavicsok felülete egyenetlen, helyenként mikrosztilolitos, amely nyomási oldódásra utal, mennyiségük a fúrás fiatalabb szakaszán nagyobb. A konglomerátum alapanyagát rosszul osztályozott, apró-középszemcsés homokkő alkotja, amely különböző szövetű karbonátos kőzettörmelékekből (mészkő, dolomit, márga), továbbá szögletes, monokristályos kvarc és polikristályos kvarc ásványtörmelékekből áll, amelyhez kisebb mennyiségben tűzkő, granoblasztos és lepido-granoblasztos szövetű metamorf kőzettörmelék, átkrisályosodott vulkanit alapanyag és muszkovit keveredett (*4c. ábra*). A cementet pátos kalcit alkotja.

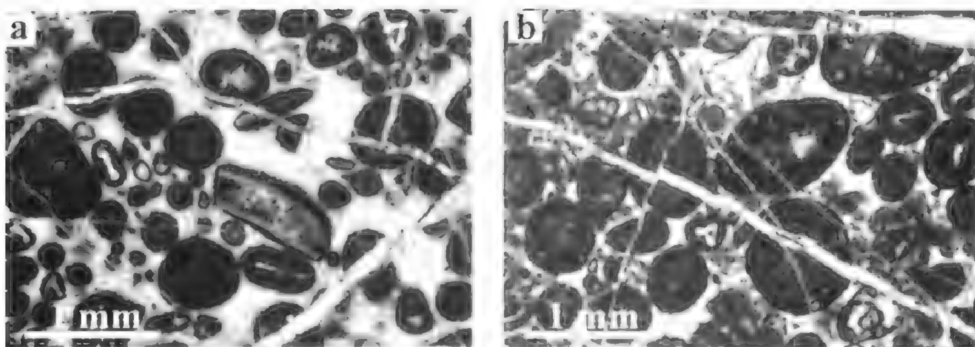


4. ábra. a. Közepesen osztályozott konglomerátum, uralkodóan sötétszürke, mikrites mészkőkavicsokkal (Bec1/3 minta). b. Szemcsevázú, polimikt konglomerátum (SZIII/1 minta); c. A SZIII/1 minta alapanzag'nak általános szöveti képe (1N); jelmagyarázat: m: mikrites mészkő; d: dolomit; cm: calpionellás mészkő; h: homokkő; q: kvarc

Fig. 4 a Moderately sorted polymictic conglomerate of borehole Becefa–1 (sample Bec1/3), the clasts are dominated by gray micritic limestone; b Clast-supported polymictic conglomerate of borehole Szigetvár–III (sample SZIII/1); c Petrographic features of matrix of sample from borehole Szigetvár–III. Legend: m: micritic limestone; d: dolomite; cm: calpionellid limestone; h: sandstone; q: quartz

A paleogén rétegsor lehordási területének jellemzése szempontjából nagy jelentőségű a konglomerátum-minták kavicsanyagának szöveti és mikrofácies elemzése. Munkánk során mind a Becefa-1 fúrás, mind a Szigetvár-III fúrás konglomerátum mintáinak kavicsanyagában számos képződményt sikerült azonosítanuk (a kristályos aljzat metamorf képződményei, savanyú vulkanitok, mecsek–villányi típusú középső-triász karbonátos kavicsanyag, jura „foltos márga", Várkonyi Mészkő, Szársomlyói Mészkő, továbbá kréta Márévári Mészkő, Nagyharsányi Mészkő), azonban ezek jellemzésére jelen tanulmányban nem térünk ki, ismertetésükre publikációnk tervezett második részében kerül sor.

A Szigetvár–III fúrás talpmintája (1002,0 m) olyan sárgásfehér, sztilolitos, repedezett, fehér kalciterekkel átjárt, ooidos mészkő, amelyet a korábbi leírásokban felső-jura–alsó-kréta ooidos mészkőként dokumentáltak (WÉBER 1979, 1985). Vizsgálati eredményeink alapján az ooidos-peloidos grainstone-packstone szövetű mészkő szemcséi uralkodóan 100–1000 μm átmérőjű (átlagosan 500 μm-es), sok koncentrikus laminából álló ooidok. Magjukat leggyakrabban echinodermata vázelem, kagyló és csiga héjtöredék, foraminifera vagy saccocoma alkotja (*5. ábra*). Kisebb mennyiségben többmagvú ooidokat, mikroonkoidokat, mikrites peloidokat, aggregátumokat, továbbá sajátanyagú intraklasztokat tartalmaz. Az alapanyag általában pátos kalcit, de foltokban mikrites kitöltés szintén előfordul. Az ooidok magjában, továbbá önálló bioklasztként saccocoma vázelemeket, Globochaete maradványokat, aptychust és Tubiphites(?) töredékeket tartalmaz, amelyek alapján a mészkő kora egyértelműen felső-jura, kimmeridgei–alsó-tithon (CSÁSZÁR G. szóbeli közlés). Figyelembe véve a környező terület (Mecsek és Villányi-hegység) mezozoikumi képződményeit, ez a mészkő a Villányi zóna jura rétegsorából ismert Szársomlyói Mészkővel azonosítható.

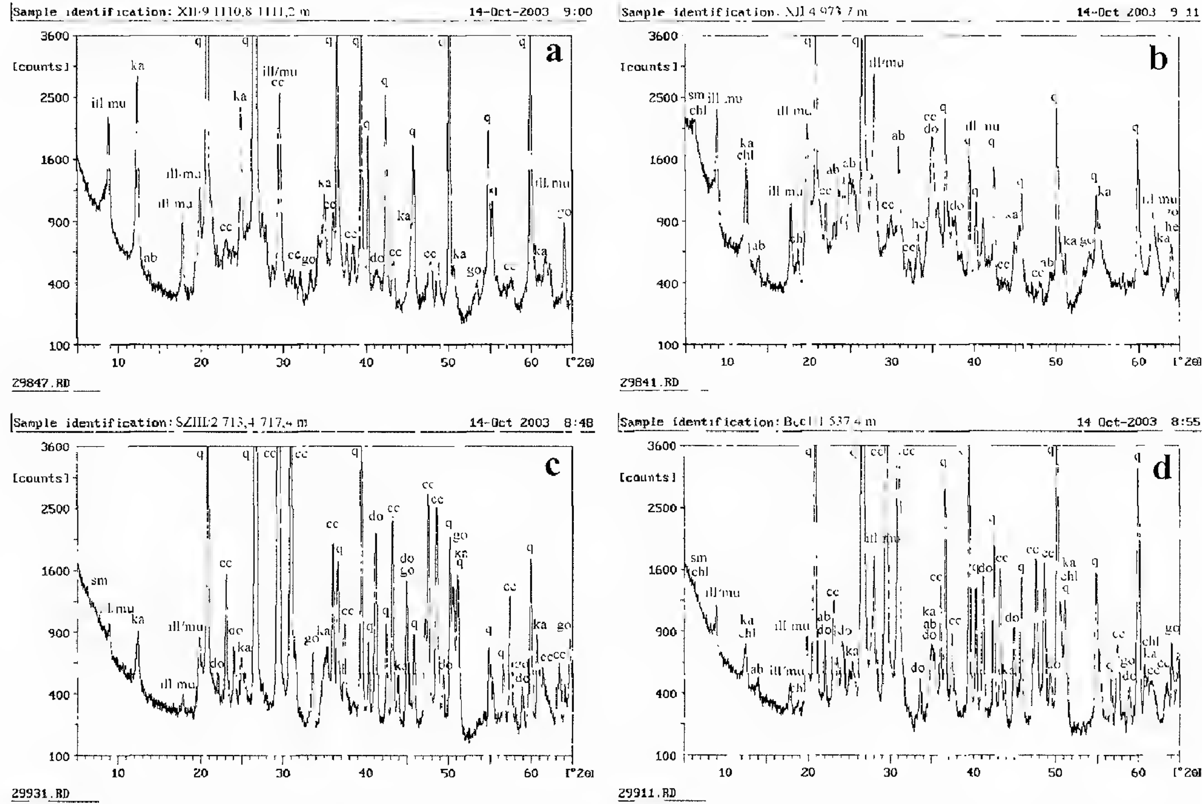


5. ábra. a–b. a Szigetvár–III fúrás talpmintájának mikrofáciese (ooidos grainstone, SZIII/1 minta, 1N)

Fig. 5 a–b: ooidic grainstone from borehole Szigetvár–III (sample SZIII/1, 1N)

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye

A szentlőrinci fúrásban a teljes kőzetmintákból készült alapfelvételek eredményeit felhasználva (*6a–b. ábra, II. táblázat*) – litológiától függetlenül – a kvarc uralkodó részaránya jellemzi a vizsgált paleogén kőzetanyagot. A rétegsor idősebb szakaszán a földpátok mennyisége kicsi (XII/8, XII/9), ezekben a



6. ábra. A paleogén minták teljes kőzetből készített röntgen-pordiffraktogramjai. a–b. Szentlőrinc-XII fúrás; c. Szigetvár–III fúrás; d. Becefa–1. fúrás. Jelmagyarázat: q: kvarc; ab: albit, ill/mu: illit±muszkovit; sm: szmektit; ka: kaolinit; go: goethit; he: hematit; cc: kalcit; do: dolomit, chl: klorit

Fig. 6 X-ray powder diffraction patterns of the Palaeogene sedimentary rocks, bulk samples. a–b borehole Szentlőrinc–XII; c borehole Szigetvár– III; d borehole Becefa–1. Legend: q: quartz; ab: albite, ill/mu: illite±muscovite; sm: smectite; ka: kaolinite; go: goethite; he: haematite; cc: calcite; do: dolomite, chl: chlorite

II. táblázat. A teljes kőzetminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredménye és a <2 µm-es frakció félmennyiségi összetétele
Table II Results of X-ray powder diffraction (XRD) analysis (bulk rock and <2 µm fraction)

Minta	*a teljes kőzetminták ásványos összetétele*		*a <2 µm-es frakció félmennyiségi összetétele*				
	uralkodó ásványok	*kis mennyiségű fázisok*	*ill±mu*	*chl*	*ka*	*sm±ill/sm*	*exp*
			%				
XII/1	q, fp (Ab>K), ill±mu, ka	sm, goe	25	-	15	60	95
XII/2	q, fp (Ab>K), ill±mu, chl	sm, goe, ka, cc?, do?	60	>7	<25	8	84
XII/3	q, fp (Ab>K)	ill±mu, ka, sm, goe	25	-	10	65	100
XII/4	q, fp (Ab>K), ill±mu	chl, sm, goe, he?, ka, cc?, do?	55	>5	<20	20	93
XII/6	q, fp (Ab>K), ill±mu, ka	sm, pyr, chl	15	>15	<60	10	85
XII/7	q, fp (Ab>K), ill±mu, ka	sm, chl, cc?, do?	12	>6	<70	12	83
XII/8	q, ill±mu, ka	fp (Ab>K), sm, cc?, do?	35	-	30	35	10
XII/9	q, ill±mu, ka	goe, fp?, cc?, do?	30	-	30	40	10
XII/11	q, ill±mu, ka, sid	fp					
SZIII/2	q, cc, sm, ka	ill±mu, goe, do?	25	>15	<35	25	81
SZIII/3	q, cc, ill±mu, sm	fp, chl, ka, do?	60	>10	<20	10	85
Bec1/1	q, cc, sm, fp (Ab>K)	ill±mu, chl, ka, do?	40	>10	<15	35	98

Jelmagyarázat: q: kvarc; fp: földpát; Ab: albit; K: káliföldpát; ill±mu: illit±muszkovit; sm: szmektit; ill/sm: illit/szmektit kevert szerkezet; ka: kaolinit; chl: klorit; goe: goethit; he: hematit; cc: kalcit; do: dolomit; sid: sziderit; pyr: pirit; exp: duzzadóképes hányad a kevert szerkezeten belül; ?: bizonytalan meghatározás

Legend: q: quartz; fp: feldspar; Ab: albite; K: K-feldspar; ill±mu: illite±muscovite; sm: smectite; ill/sm: illite/smectite mixed-layer; ka: kaolinite; chl: chlorite; goe: goethite; he: haematite; cc: calcite; do: dolomite; sid: siderite; pyr: pyrite; exp: expandability; ?: ambiguous determination

mintákban a kvarc, a 10 Å-ös fázis (illit±muszkovit) és a kaolinit szerepe meghatározó. A fúrás paleogén szakaszának fiatalabb képződményeiben azonban lényeges mennyiségű földpát mutatható ki, amelyhez szintén jelentős mennyiségű 10 Å-ös fázis és kaolinit (alárendelten klorit – XII/2 minta) társul. A vizsgált mintákban a plagioklászok (albit) aránya meghaladja a káliföldpátok mennyiségét. A szentlőrinci fúrás törmelékes kőzeteiben járulékos elegyrészként leggyakrabban goethit, szmektit, kalcit és dolomit jelenik meg az alapfelvételeken; a XII/6 minta kimutatható mennyiségű piritet, a XII/4 minta hematitot tartalmaz. A szeparált konkréció (XII/11) karbonátos alapanyagát sziderit alkotja. Ez a minta – a kvarc és a sziderit mellett – jelentős mennyiségű 10 Å-ös fázist és kaolinitet tartalmaz.

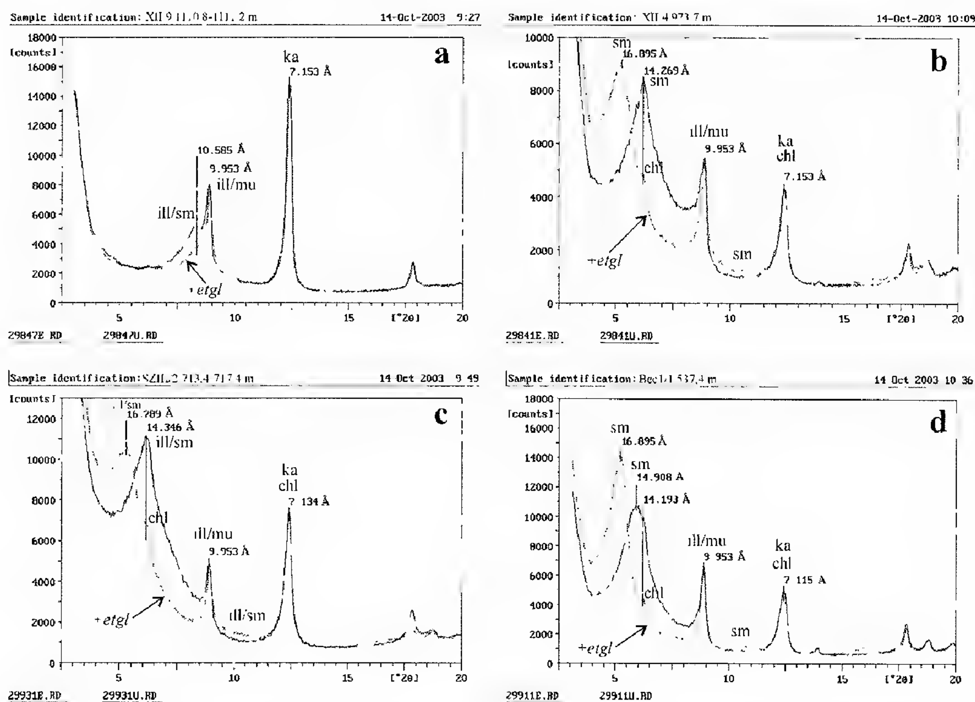
A Szigetvár–III fúrás finomszemcsés kőzeteiben a kvarc, a kalcit, a szmektit, a 10 Å-ös fázis és a kaolinit az uralkodó ásvány (*6c. ábra*). Ezek a minták járulékos elegyrészként goethitet, földpátot, kloritot és dolomitot tartalmaznak (*II. táblázat*).

A vizsgált becefai minta ásványos összetétele döntően a szigetvári kőzetekéhez hasonlít: a teljes kőzetmintából készült röntgen-pordiffraktogramon legnagyobb mennyiségben kvarc, kalcit, szmektit és földpát jelenléte mutatható ki, amelyhez

kis mennyiségben 10 Å-ös fázis, klorit, kaolinit és dolomit társul (*6d. ábra, II. táblázat*).

Az alapfelvételek alapján több mintában dolomit jelenlétére lehetett számítani, amelyet azonban az ecetsavas oldási maradékokból készült orientálatlan felvételek nem erősítettek meg.

A vizsgált minták <2 µm-es frakciójának minőségi és félmennyiségi összetételét a *II. táblázat* tartalmazza. A paleogén kőzetekben az illit±muszkovit, a klorit, a kaolinit és a szmektit±illit/szmektit kevert szerkezet változatos arányban alkotja ezt a frakciót. A félmennyiségi összetétel meghatározásának bizonytalanságát növeli az a módszertani probléma, hogy több mintában a klorit és a kaolinit együtt fordult elő. Ebben az esetben a 7 Å-ös reflexió integrált területe a két ásvány reflexiójának eredője (a kaolinit és a klorit elkülönítésére a XII/2, a XII/4, a XII/6 és a XII/7 mintánál 500 °C-os felfűtést, finomabb résrendszert és kisebb felvételi sebességet alkalmaztunk). Ezért a *II. táblázat* „ka"-val jelzett oszlopában legtöbbször a lehetséges maximális értéket tüntettük fel. A klorit 14 Å-ös csúcsa viszont a vele együtt előforduló duzzadó komponenssel fed át, így aránya csak bizonytalanul, az etilén-glikolos kezelést követően becsülhető. A *II.*



7. ábra. A paleogén minták <2 µm-es frakciójának jellegzetes röntgen-pordiffraktogramjai. a–b. Szentlőrinc–XII fúrás; c. Szigetvár–III fúrás; d. Becefa–1 fúrás. Jelmagyarázat: etgl: etilén-glikolos kezelést követő felvétel; ill/mu: illit±muszkovit; sm: szmektit; ill/sm: illit/szmektit kevert szerkezet; ka: kaolinit; chl: klorit

Fig. 7 Typical XRD patterns of the <2 µm fraction of the Paleogene sediments. a–b borehole Szentlőrinc–XII; c borehole Szigetvár–III; d borehole Becefa–1 Legend: etgl: diffraction pattern after ethylene-glycol saturation; ill/mu: illite±muscovite; sm: smectite; ill/sm: illite/smectite mixed-layer; ka: kaolinite; chl: chlorite

táblázat „chl"-val jelzett oszlopában található értékek ezért a lehetséges minimális mennyiséget mutatják. A bizonytalanságokra a „<" és „>" jelek utalnak.

A szentlőrinci fúrás kőzeteiben a rétegszilikátok minőségi és mennyiségi eloszlása változatos, azonban a szemcseméret és a mélység függvényében is lényeges eltéréseket figyelhetünk meg. A finomabb szemcseméretű kőzetek (agyagkövek – XII/2 és XII/4) <2 µm-es frakciójában kiemelkedő az illit± muszkovit mennyisége (55–60%), amely összhangban van azzal az általános tapasztalattal, hogy folyóvízi üledékekben – a hidrodinamikai osztályozódásnak megfelelően – a törmelékes rétegszilikátok (leggyakrabban muszkovit) mennyisége az agyagkövekben és az aleurolitokban nagyobb, mint a homokkövekben. A mélység szerinti változást a két legidősebb (XII/8 és a XII/9) minta elkülönülő ásványos összetétele tükrözi, amelyek kevéssé duzzadóképes (10%), nagy illit hányadú illit/szmektit kevert szerkezetet tartalmaznak a közel azonos mennyiségű illit±muszkovit és kaolinit mellett. A rétegsor fiatalabb szakaszáról származó mintákban az illit/szmektit kevert szerkezet erősen duzzadóképes, sőt néhány esetben (kb. 90% expandálóképesség felett) tiszta szmektitnek tekinthető (*7a–b. ábra*).

A szigetvári és a becefai fúrásból származó kőzetek <2 µm-es frakciójának ásványos összetétele a szentlőrinci fúrás paleogén részének fiatalabb szakaszáról származó minták összetételével párhuzamosítható. A rétegszilikátok minőségi és mennyiségi eloszlása szintén változatos, az illit/szmektit kevert szerkezet a szigetvári mintákban erősen duzzadóképes (81 és 85%), a becefai mintában tiszta szmektitnek tekinthető (*7c–d. ábra, II. táblázat*).

A palinológiai vizsgálat eredménye

A Szentlőrinci Formáció barnakőszén és kőszenes agyag rétegeinek első palinológiai célú feltárását BÓNA J. végezte. A XII szerkezetkutató fúrás (Szentlőrinc), a Szigetvár–I, a Szigetvár–III és a Becefa–1 fúrásokból kimutatott spóra és pollenanyagot a THOMSON & PFLUG (1953) által Németország területéről ismertetett „borkeni pollenképpel" azonosította, amely a késő-eocéntől a kora-oligocénig élt trópusi örökzöld növényzet spóra és pollenegyüttesének felelt meg (WÉBER 1982, 1985).

Újabb palinológiai vizsgálatokhoz a paleogén rétegsort harántolt mélyfúrások kőzetanyagából egyedül a XII szerkezetkutató fúrás XII/5 jelű (1088,25-1088,4 m) mintája állt rendelkezésünkre, amely a korábbi Po–2056 (WÉBER 1982) mintával azonos mélységtartományból származott. BÓNA J. határozása alapján ez utóbbi minta legnagyobb mennyiségben Taxodiaceae–Cupressaceae, uralkodóan *Leiotriletes* fsp., *Polypodiidites* fsp. és *Laevigatosporites* fsp. páfrányspórákat tartalmazott (WÉBER 1982).

A XII/5 jelű barnakőszénből meghatározott mikrofossziliák minőségi és mennyiségi adatait a *III. táblázat*, valamint az *I.* és a *II. táblák* tartalmazzák. Az azonosított fajok közül a *Cicatricosisporites dorogensis*, a *Leiotriletes adriennis*, a *Leiotriletes microadriennis* fvar. *triplan*, a *Cf. Punctatisporites luteticus*, a *Verrucatosporites* fsp., a *Cycadopites* fsp. és a *Triatriopollenites* fsp. a korábbi publikációk alapján már előfordult a paleogén rétegsort harántolt fúrásokban (WÉBER 1982,

III. táblázat. A barnakőszén mintából (XII/5) meghatározott mikrofosszíliák
Table III Microfossils identified from brown coal (sample XII/5)

Pteridophyta	
Schizaeaceae	
Anemia – Moria (15,0 %)	*Cicatricosisporites dorogensis* POT. et GELL. 1933 subfsp. *dorogensis* fvar. *triplan* KEDVES 1961
cf. Lygodium (22,9 %)	*Leiotriletes adriennis* (POT. et GELL. 1933) KRUTZSCH 1953 fvar. *triplan* KEDVES 1961
	Leiotriletes microadriennis KRUTZSCH 1959
	Leiotriletes microadriennis KRUTZSCH 1959 fvar. triplan KEDVES 1961
	Cf. *Punctatisporites luteticus* KRUTZSCH 1959
Gleicheniaceae (0,4 %)	*Toroisporis (Toroisporis) teuplitzensis* KRUTZSCH 1962 subfsp. *mediocris* KRUTZSCH 1962
Polypodiaceae (53,4 %)	*Verrucatosporites saalensis* KRUTZSCH 1959
Gymnospermatophyta	
Taxodiaceae (1,9 %)	*Cupressacites hiatipites* (WODEHOUSE 1933) KRUTZSCH 1971 Taxodiaceae v. Cupressaceae
Cycadaceae (1,9 %)	*Cycadopites cycadioides* (ZAKLINSKAYA 1957) KEDVES 1968
Incertae (0,4 %)	
Angiospermatophyta	
Aquifoliaceae (0,4 %)	*Triatriopollenites minimus* (GLADKOVA 1965) KEDVES 1974, Juglandaceae, Engelhardtia
Myricaceae (0,4 %)	*Triatriopollenites intermedius* (GLADKOVA 1965) KEDVES 1974
Fagaceae (3,4 %)	*Cupuliferoidaepollenites quisqualis* (POTONIÉ 1934) POTONIÉ 1960, Fagaceae v. Leguminosae
	Cupuliferoipollenites pusillus (POTONIÉ 1934) POTONIÉ 1960, Fagaceae, cf. Castanea

1985). A *Cupressacites hiatipites*, a *Cycadopites* fsp. és a *Cupuliferoipollenites pusillus* azonosítása az áthalmozott calcrete-görgeteg alapanyagából is megtörtént (VARGA et al. 2002a). A XII/5 jelű barnakőszénmintából meghatározott *Cicatricosisporites dorogensis* subfsp. *dorogensis* fvar. *triplan*, a *Leiotriletes adriennis* fvar. *triplan*, a *Toroisporis* (*Toroisporis*) *teuplitzensis*, a *Verrucatosporites saalensis*, a *Cycadopites cycadioides*, a *Triatriopollenites minimus*, a *T. intermedius* és a *Cupuliferoidaepollenites quisqualis* fajok viszont először kerültek elő a dél-dunántúli paleogén képződményekből. A bemutatott palinológiai eredmények így olyan új információkat szolgálattak, amelyek tovább bővítik ismereteinket az egykori paleogén flóra összetételével kapcsolatban.

Az összesített mennyiségi eredmények alapján a vizsgált mintában a trópusi környezetet jelző páfrányok spórái uralkodnak (*Lygodium, Anemia – Moria*), kisebb mennyiségben azonban más – szintén trópusi klímát jelző – fosszíliák is megjelennek, mint a szágópálma (Cycadaceae) vagy a mocsárciprus-félék (Taxodiaceae). A Myricaceae megjelenése a mocsári környezetet erősíti meg (*III. táblázat*).

A XII/5 jelű mintából feltárt asszociáció a hazai paleogén előfordulások közül a „dorogi típusú" középső-eocén kifejlődésekre jellemző. A Dorogi-medence barnakőszénrétegekből feltárt spóra- és pollenegyüttesét a pálmafélék (*Monocolpopollenites tranquillus*) uralma jellemzi, amelyek mellett nagy mennyiségben fordulnak elő Taxodiaceae–Cupressaceae és Myricaceae fajok (KEDVES 1961, 1962). Ezek – a korábban alsó-eocénnek tartott képződmények – a magyarországi, németországi és franciaországi (Párizsi-medence) klasszikus kifejlődési terüle-

tekről megismert fő típusok szintézise alapján ma a középső-eocénbe sorolandók (KEDVES 1967). A XII/5 jelű minta nem tartalmazott pálmaféléket, azonban mind a korábban vizsgált kőzetekben (WÉBER 1982, 1985), mind a miocén konglomerátum kavicsanyagába áthalmozódott, középső-eocén calcrete-ben (VARGA et al. 2002a) megtalálható volt a *Monocolpopollenites tranquillus* pálma. A vizsgált barnakőszénben a keményfalú spórák kiemelkedő gyakorisága felveti a szelektív fosszilizáció lehetőségét, amelyet a pollenek alárendelt szerepe mellett a pálmafélék hiánya (rendkívül érzékeny mikrofosszíliák) is alátámaszthat. Ezeket a tényeket figyelembe véve, a hasonló mikrofosszíliaegyüttes alapján a XII/5 jelű minta képződése szintén a középső-eocénre tehető. Az ismételt palinológiai feltárás tehát megerősítette a vizsgált barnakőszén képződésekor feltételezhető trópusi környezetet és a paleogén kort, azonban az új vizsgálati eredmények valamivel korábbra (késő-eocén helyett középső-eocén) teszik a minta képződését.

A paleogén rétegsorból kiragadott egyetlen minta, sajnos, nem teszi lehetővé a dél-dunántúli kontinentális üledékképződés pontos időbeli behatárolását, azonban felhívja a figyelmet arra, hogy a Szentlőrinci Formáció definíciójában (BERNHARDT 1996) megadott késő-eocén (priabonai) kor leszűkíti a törmelékes képződmények keletkezésének időintervallumát. A bemutatott palinológiai eredmények, valamint a miocén konglomerátumból származó, áthalmozott calcrete-görgetegek mikrofosszíliái ugyanis arra utalnak, hogy a formáció kőzetanyagának felhalmozódása már a középső-eocénben elkezdődött (VARGA et al. 2002a). A rétegsor fiatalabb képződményeiből korjelző ősmaradványok nem kerültek elő, azonban WÉBER (1982) nem zárta ki az alsó-oligocén üledékek megjelenését sem. Eredményeink alapján a Szentlőrinci Formáció képződési kora így a középső-eocén–kora-oligocén(?) intervallumba tehető.

Az eredmények értelmezése – a paleogén rétegsor lehordási területe

A szentlőrinci, a szigetvári és a becefai fúrásokból származó kőzetanyag ásványtani és kőzettani vizsgálatának eredményei rámutattak arra, hogy a vizsgált minták összetételében térbeli különbségek vannak, továbbá a szentlőrinci fúráson belül a kőzetösszetétel időben is markánsan változik. A leghatározottabb eltérést a földpát-, valamint a vulkáni eredetű kőzettörmelék-tartalomban, továbbá a karbonátos komponensek mennyiségében figyelhetjük meg. Ezek a különbségek a lehordási terület változására vezethetők vissza.

A szentlőrinci fúrás bázisán olyan éretlen, metamorf kőzettörmelékben gazdag homokköveket találunk (XII/8 és XII/9 jelű minták), amelyek szemcséi – kőzettani összetételüknek megfelelően – uralkodóan a paleogén rétegsor feküjét alkotó kristályos aljzat eróziójából származnak. Ezt SZEDERKÉNYI (in: WÉBER 1982) és TÖRÖK (1986) vizsgálata alapján gránátos, staurolitos, kyanitos, turmalinos biotit-muszkovit csillámpala alkotja. Az eocén üledékképződés kezdetekor először ennek lepusztult és erősen mállott törmelékanyaga halmozódott fel. A lehordási terület intenzív kémiai mállását a földpátok jelentős átalakulása jelzi, amelyre a kőzetminták ásványos összetételében a kaolinit kiemelkedő mennyisége is utal.

A rosszul osztályozott, koptatatlan szemcsékből álló, valószínűleg helyben felhalmozódott mállási takarót a Szentlőrinc–XII fúrásban olyan litarenitek követik, amelyek – a kristályos aljzat eróziójából származó metamorf eredetű törmelékanyagon túl – nagy mennyiségű vulkáni eredetű kőzettörmeléket és földpátokat tartalmaznak. A savanyú vulkanit (riolit) szemcsék közepes-jó koptatottsága nagyobb szállítási távolságra, azaz távolabbi forrásterületre utal. Erős átalakultságuk, kovásodásuk alapján, valamint a terület földtani felépítésének ismeretében idősebb, valószínűleg paleozoikumi kőzetek lepusztulásához köthetők. A Dél-Dunántúlon nagy területen megtalálható a permi Gyűrűfűi Riolit Formáció lepusztult kőzetanyaga, azonban a karbon Tésenyi Homokkő konglomerátum-rétegeinek kavicsanyagában hasonló szövetű, idősebb (karbon?) savanyú és neutrális vulkanizmus nyomait lehetett azonosítani (SZAKMÁNY et al. 2001; R. VARGA et al. 2003). A vulkanitszemcsék lehordási területe, illetve forráskőzete ezért pontosabban nem adható meg.

A szentlőrinci mintákhoz hasonlóan, a <2 μm-es frakció ásványos összetételének mélység szerinti változását számos hazai harmadidőszaki üledékes kőzetben megfigyelhetjük. VICZIÁN (1984, 1987, 1995), valamint TANÁCS & VICZIÁN (1995) kutatási eredményei alapján a magyarországi tercier üledékek három agyagásvány-asszociációval jellemezhetők: 1.) „kaolinit+illit", 2.) „illit+ szmektit+klorit", 3.) „szmektit+illit+kaolinit". A kaolinit+illit agyagásvány-asszociáció általános elterjedésű a pretercierre eróziósan települő bázisképződményekben, függetlenül azok rétegtani szintjétől. A kaolinit dominanciájával jellemzett terresztrikus képződményeket a késő-kréta és a tercier alatt többször ismétlődő intenzív trópusi mállás többé-kevésbé áthalmozott termékének tekintik. A másik két agyagásvány-együttes a fiatalabb tercier képződményekre jellemző. Általános az a tapasztalat, hogy míg a kaolinit+illit agyagásvány-együttes illit/szmektit kevert-szerkezetű fázisai maximum 20–30% szmektithányadot mutatnak, addig az illit+szmektit+klorit és a szmektit+illit+kaolinit együttesben az illit/szmektit kevert szerkezet >90% duzzadó hányadot tartalmaz. A Szentlőrinc–XII fúrásban az agyagásványok korábban részletezett minőségi és mennyiségi eloszlása jól egyezik ezekkel a megfigyelésekkel.

A Szigervár–III fúrásból és a Becefa–1 fúrásból származó paleogén minták sziliciklasztos elegyrészeinek (kvarc, földpátok, törmelékes rétegszilikátok, metamorf és vulkáni eredetű kőzettörmelékek) feltételezett forrásterülete nem különíthető el a szentlőrinci minták lehordási területétől. Ezek a kőzetek elsősorban durvább szemcseméretükben (konglomerátumok gyakorisága) és a karbonátkavicsok kiemelkedő gyakoriságában térnek el a XII szerkezeti fúrás kőzeteitől. A különböző szövetű mészkövek, dolomitok és márgák mikrofáciese alapján az üledékes kőzettörmelékek fő forrását a Mecsek–villányi zóna triász képződményei szolgáltatták, amelyekhez változó arányban jura és kréta karbonátos kőzetek lepusztulásából származó kőzetanyag keveredett.

Korrelációs szempontból különösen jelentős a SZIII/2 jelű minta, amely téglavörös, kőzetlisztes-agyagos alapanyagában szabálytalan eloszlású, valószínűleg pedogén eredetű karbonátfelhalmozódás figyelhető meg (elmosódó körvonalú gumók). A rétegsorban gyakoriak a hasonló megjelenésű gumók, a változatos színű (szürke, sárga, vörös) agyagos-aleuritos kőzetek (WÉBER 1979), amelyek felvetik karbonátos paleotalajok kialakulásának lehetőségét. A szigetvári fúrás-

ban megfigyelt szöveti bélyegek nem egyeznek meg a miocén konglomerátumból származó, áthalmozott eocén calcrete mikromorfológiai jellegeivel (VARGA et al. 2002a, 2002b), de a fúrásban kimutatható karbonátos paleotalaj hasonló környezeti és képződési feltételeket jelez.

Eredményeink alapján a paleogén képződmények kőzetanyaga többnyire lokális forrásból került az üledékgyűjtőbe, valószínűleg ezzel magyarázható a megfigyelhető jelentős területi különbség is. Nem zárható ki azonban a lepusztulási terület időbeni változása sem, hiszen a fúrások képződményei között nem áll rendelkezésünkre pontos korreláció.

Összefoglaló következtetések

Munkánkban a Szentlőrinc–XII szerkezetkutató fúrásból, a Becefa–1 és a Szigetvár–III fúrásokból származó, a paleogén rétegsort reprezentáló kőzetek részletes ásványtani és kőzettani jellemzését, valamint lehordási területének meghatározását végeztük el. Ezt kiegészítette egy – a szentlőrinci fúrásból származó – barnakőszénminta palinológiai elemzése.

Az ismételt palinológiai feltárás megerősítette a vizsgált barnakőszén képződésekor feltételezett trópusi környezetet, azonban – a korábbi késő-eocén helyett – a meghatározott mikrofosszíliák középső-eocén kort jeleznek. A bemutatott palinológiai eredmények és a korábbi kutatások adatai alapján (WÉBER 1982; VARGA et al. 2002a) a Szentlőrinci Formáció képződési kora így a középső-eocén – kora-oligocén(?) intervallumba helyezhető.

Az eocén üledékképződést a szentlőrinci fúrásban a paleogén rétegsor feküjét alkotó kristályos aljzat eróziójából származó törmelékanyag felhalmozódása vezette be, amelyre a rosszul osztályozott, szögletes szemcséket tartalmazó, metamorf kőzettörmelékben gazdag üledékes kőzetek utalnak. A lehordási terület intenzív kémiai mállását a földpátok jelentős átalakulása és a kaolinit kiemelkedő mennyisége jelzi (kaolinit+illit agyagásvány-együttes). Erre a helyben felhalmozódott mállási takaróra olyan litarenitek következnek, amelyek – a kristályos aljzat eróziójából származó metamorf eredetű törmelékanyagon túl – nagy mennyiségű savanyú vulkanit kőzettörmeléket tartalmaznak.

A Szigervár–III fúrás (a bázisán található mészkő a Villányi zóna jura rétegsorából ismert Szársomlyói Mészkővel azonosítható) és a Becefa–1 fúrás paleogén mintái elsősorban a konglomerátumok gyakoriságában és a karbonátkavicsok mennyiségében térnek el a XII szerkezetkutató fúrás kőzeteitől. A különböző szövetű mészkövek, dolomitok és márgák mikrofáciese alapján az üledékes kőzettörmelékek fő forrását a Mecsek–villányi zóna triász–jura és kréta képződményei szolgáltatták. A sziliciklasztos elegyrészek feltételezett forrásterülete nem különíthető el a szentlőrinci minták lehordási területétől.

Köszönetnyilvánítás

A fúrásokból származó kőzetanyagot WÉBER Béla (Mecsekérc Környezetvédelmi Rt.) biztosította számunkra. Szeretnénk megköszönni önzetlen

segítségét és tanácsait, valamint a hasznos konzultációkat, amelyekkel megalapozta munkánk eredményességét. A szerzők köszönettel tartoznak SZAKMÁNY Györgynek, aki megteremtette az eocén képződmények újravizsgálatának lehetőségét, továbbá hasznos tanácsaival hozzájárult munkánk sikeréhez. Köszönettel tartozunk BABINSZKI Editnek, CSÁSZÁR Gézának, JÓZSA Sándornak, MERÉNYI Lászlónak, MINDSZENTY Andreának, TÖRÖK Kálmánnak és VICZIÁN Istvánnak a kutatás különböző szakaszaiban nyújtott segítségükért.

Irodalom – References

BABINSZKI E. 2002: A nyomfosszíliák szerepe az őskörnyezeti értelmezésben: áttekintés. – *Földtani Közlöny* **132/3–4**, 423–447.

BABINSZKI E., SZTANÓ O. & MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai-öblében: a Kállai Homok nyomfosszíliái és szedimentológiai bélyegei. – *Földtani Közlöny* **133/3**, 363–382.

BERNHARDT B. 1996: Szentlőrinci Formáció. – In: GYALOG L. (szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása, MÁFI kiadvány, Budapest, 91 p.

GIERLOWSKI-KORDESCH, E., GÓMEZ-FERNÁNDEZ, J. C. & MELÉNDEZ, N. 1991: Carbonate and coal deposition in an alluvial-lacustrine setting: Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (east-central Spain). – In: ANADÓN, P., CABRERA, LL. & KELTS, K. (Eds): Lacustrine Facies Analysis, *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.* **13**, Blackwell Scientific Publications, 109–125.

GLADKOVA, A. N. 1965: Fossil Myricaceae of Western Siberia. – Trud. VNIGRI 239, 142–190. (oroszul)

KEDVES, M. 1961: Études palynologiques dans le bassin de Dorog, II. – *Pollen et Spores* **3**, 101–153.

KEDVES, M. 1962: Palynologic investigations on the freshwater limestone layer of Lábatlan, and an attempt to divide the Hungarian Lower Eocene floras on palynologic basis. – *Acta Biologica (Acta Universitatis Szegediensis)* **8/1–4**, 63–69.

KEDVES, M. 1967: Sur quelques problèmes de stratigrapghie appliquée au Tertiaire inférieur en Europe. – *Pollen et Spores* **9/2**, 321–334.

KEDVES, M. 1968: Études palynologiques des couches du Tertiaire inférieur de la Région Parisienne. III. Pollens inaperturés, à ballonnets, polypliqués, monocolpés, disulqués, trichotomosulqués, et proxaperturés. – *Pollen et Spores* **10/2**, 315–334.

KEDVES, M. 1974: Paleogene fossil sporomorphs of the Bakony Mountains Part II. – *Stud. Biol. Acad. Sci. Hung.* **13**, 1–124.

KISHÁZI P. 1979: Különféle kőzetminták ásványos összetételének vizsgálata (IV.). – Kéziratos jelentés, MÉV adattár, 3 p.

KRUTZSCH, W. 1959: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. – *Geologie* **8**, 1–425.

KRUTZSCH, W. 1962: Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen-sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. I. Laevigate und toriate trilete Sporenformen. – *VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften*, Berlin, 108 p.

KRUTZSCH, W. 1971: Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen-sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas VI. Coniferenpollen (Saccites und »Inaperturates«). – *VEB Gustav Fischer Verlag*, Jena, 234 p.

POTONIÉ, R. 1934: Zur Mikrobotanik des eozänen Humodils des Geiseltales. – *Arb. aus Inst. Paläobotanik u. Petrogr. Brenngesteine* **4**, 25–125.

POTONIÉ, R. 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae disperse, III. Teil: Nachträge Sporites, Fortsetzung Pollenites mit Generalregister zu Teil I–III. – *Beih. Geol. Jb.* **39**, 1–189.

POTONIÉ, R. & GELLETICH, J. 1933: Über Pteridophytensporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. – *Sitz.-Ber. naturf. Fr.*, 317–328.

REYNOLDS, R. C. & HOWER, J. 1970: The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. – *Clays and Clay Minerals* **18**, 25–36.

R. VARGA A. 2002: A dél-dunántúli eocén (paleogén) képződmények kőzettani vizsgálata és lehordási területének meghatározása. – Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 65 p.

R. VARGA, A., SZAKMÁNY, Gy., JÓZSA, S. & MÁTHÉ, Z. 2003: Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian–Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) – summarized results. – *Acta Geologica Hungarica* **46/1**, 95–113.

SZAKMÁNY, Gy., VARGA, A., JÓZSA, S., HARTYÁNI, Zs. & SZILÁGYI, V. 2001: Geochemistry and provenance of Upper Carboniferous siliciclastic rocks in South Hungary: Remnants from the European Variscides. – *International Association of Sedimentologists, IAS 2001 21st Meeting,* Davos, Switzerland, 3–5 September 2001, Abstracts & Programme, 127.

TANÁCS, J. & VICZIÁN, I. 1995: Mixed-layer illite/smectites and clay sedimentation in the neogene of the Pannonian Basin, Hungary. – *Geologica Carpathica - Series Clays* **4/1**, 3–22.

THOMSON, P. W. & PFLUG, H. D. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. – *Palaeontographica B.* **94**, 1–138.

TÖRÖK K. 1986: Adatok a Dél-Dunántúl kristályos aljzatának felépítéséhez. – Diplomadolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 75 p.

VARGA A., SZAKMÁNY Gy., RAUCSIK B., KEDVES M. & JÓZSA S. 2002a: Eocén calcrete kavicsok a nyugat-mecseki miocén konglomerátumból. – *Földtani Közlöny* **132/1**, 57–82.

VARGA, A., SZAKMÁNY, Gy. & RAUCSIK, B. 2002b: Micromorphology and mineralogy of the Eocene calcrete gravel from the Mecsek Mountains (S Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **45/3**, 287–299.

VICZIÁN, I. 1984: Zur Ausgangsphase der diagenetischen Mineralreaktion Illit/Smektit-Illit. – *Z. geol. Wiss.* **12**, 469–475.

VICZIÁN I. 1987: Agyagásványok Magyarország üledékes kőzeteiben. – Akadémiai doktori értekezés, Budapest. 205 p.

VICZIÁN, I. 1995: Clay minerals in Mesozoic and Paleogene sedimentary rocks of Hungary. – *Romanian Journal of Mineralogy* **77**, 35–44.

WÉBER B. 1979: Szigetvár–III. termálkút. – Kéziratos jelentés, MÉV adattár, 9 p.

WÉBER B. 1982: A Mecsekalja árok neogén és paleogén képződményeiről. – *Földtani Közlöny* **112**, 209–240.

WÉBER B. 1985: Paleogén rétegek Szigetvár környékén. – *Földtani Közlöny* **115/1–2**, 1–21.

WODEHOUSE, R. P. 1933: The oil shales of the Eocene Green River Formation. – *Bull. Torr. Club.* **60**, 479–524.

WÓRUM G. 1999: A mecsek-villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján. – Szakdolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék és Általános- és Történeti Földtan Tanszék, 135 p.

ZAKLINSKAYA, E. D. 1957: Stratigraphic value of the Cenozoic gymnospermous pollen of the Pavlodarsk strech of the Irtysh river and the northern Aral Coast. – Trud. GIN of URSS 6, 1-184. (oroszul)

Kézirat beérkezett: 2003. 11. 04.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

Spóra-pollen a XII/5 jelű eocén barnakőszénből (1000×)

Spores and pollens from the Eocene brown coal (sample XII/5; 1000×)

1. *Cicatricosisporites dorogensis* R. POT. et GELL. 1933 subfsp. *dorogensis* fvar. *triplan* KEDVES 1961 (slide: Szl–XII/5–4, keresztasztalszám [cross-table number]: 17,9/123,1)
2. *Cicatricosisporites dorogensis* R. POT. et GELL. 1933 subfsp. *dorogensis* fvar. *triplan* KEDVES 1961 (slide: Szl-XII/5-4, keresztasztalszám [cross-table number]: 24,4/134,1)
3. *Leiotriletes adriennis* (R. POT. et GELL. 1933) KRUTZSCH 1953 fvar. *triplan* KEDVES 1961 (slide: zl–XII/5–2, keresztasztalszám [cross-table number]: 8,6/139,7)
4. *Leiotriletes microadriennis* KRUTZSCH 1959 (slide: Szl–XII/5–5, keresztasztalszám [cross-table number]: 18,8/125,8)
5. *Leiotriletes microadriennis* KRUTZSCH 1959 fvar. *triplan* KEDVES 1961 (slide: Szl–XII/5–5, keresztasztalszám [cross-table number]: 10,3/123,2)
6. Cf. *Punctatisporites luteticus* KRUTZSCH 1959 (slide: Szl–XII/5–4, keresztasztalszám [cross-table number]: 7,7/122,3)

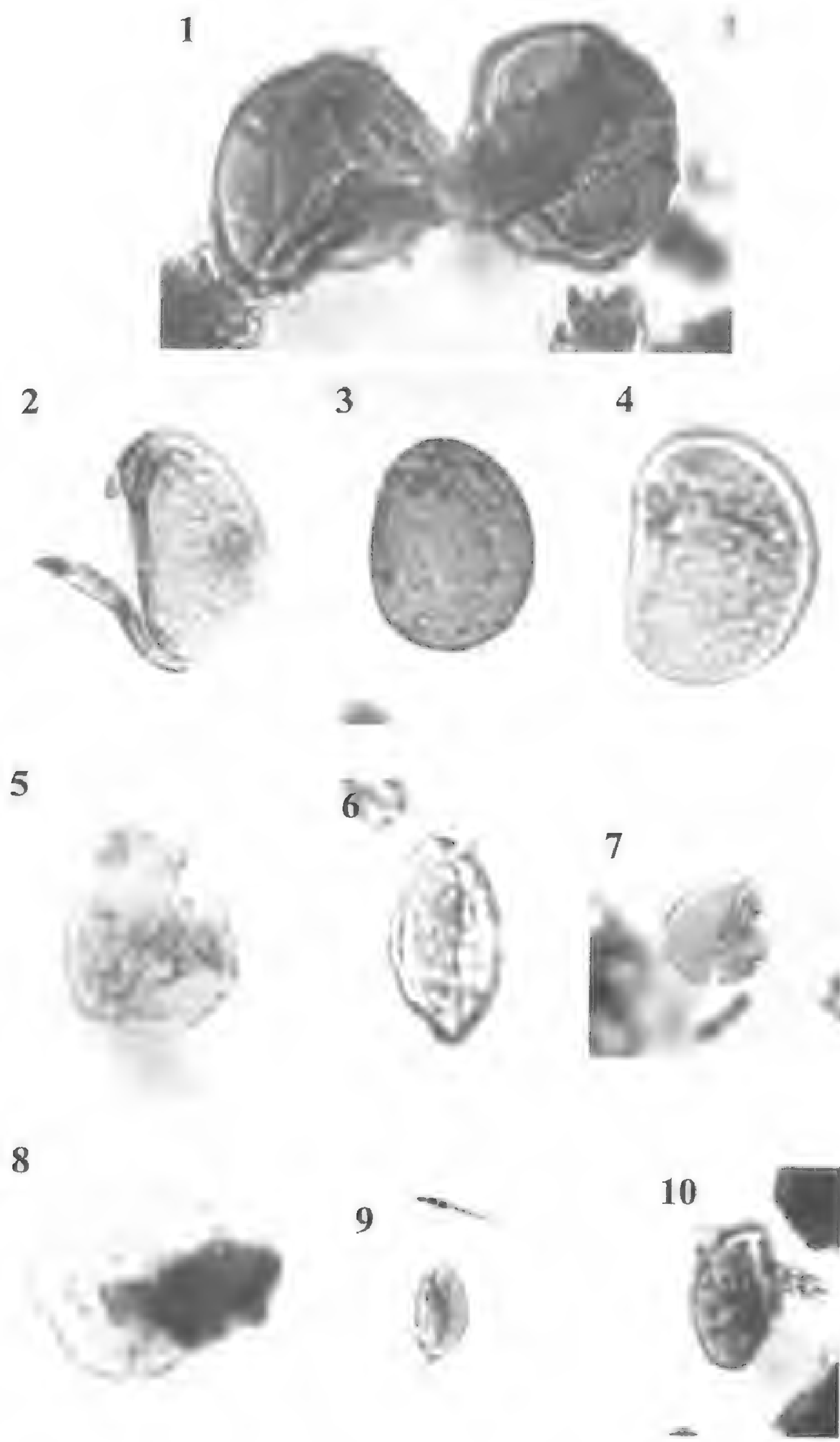
II. tábla – Plate II
Spóra-pollen a XII/5 jelű eocén barnakőszénből (1000×)
Spores and pollens from the Eocene brown coal (XII/5; 1000×)

1. *Toroisporis (Toroisporis) teuplitzensis* KRUTZSCH 1962 subfsp. *mediocris* KRUTZSCH 1962, (slide: Szl–XII/5–5, keresztasztalszám [cross-table number]: 11,2/137,3)
2. *Verrucatosporites saalensis* KRUTZSCH 1959 (slide: Szl–XII/5–3, keresztasztalszám [cross-table number]: 8,8/132,6)
3. *Verrucatosporites saalensis* KRUTZSCH 1959 (slide: Szl–XII/5–3, keresztasztalszám [cross-table number]: 13,7/132,2)
4. *Verrucatosporites saalensis* KRUTZSCH 1959 (slide: Szl–XII/5–4, keresztasztalszám [cross-table number]: 8,7/128,4)
5. *Cupressacites hiatipites* (WODEHOUSE 1933) KRUTZSCH 1971 (slide: Szl–XII/5–1, keresztasztalszám [cross-table number]: 8,8/133,9)
6. *Cycadopites cycadioides* (ZAKLINSKAYA 1957) KEDVES 1968 (slide: Szl–XII/5–7, keresztasztalszám [cross-table number]: 22,1/127,6)
7. *Triatriopollenites minimus* (GLADKOVA 1965) KEDVES 1974 (slide: Szl–XII/5–7, keresztasztalszám [cross-table number]: 23,3/127,9)
8. *Triatriopollenites intermedius* (GLADKOVA 1965) KEDVES 1974 (slide: Szl–XII/5–10, keresztasztalszám [cross-table number]: 16,5/140,2)
9. *Cupuliferoidaepollenites quisqualis* (POTONIÉ 1934) POTONIÉ 1960 (slide: Szl–XII/5–3, keresztasztalszám [cross-table number]: 16,2/133,7)
10. *Cupuliferoipollenites pusillus* (POTONIÉ 1934) POTONIÉ 1960 (slide: Szl–XII/5–7, keresztasztalszám [cross-table number]: 7,6/124,3)

I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II



Földtani Közlöny 134/2, 201–208. (2004) Budapest

A new Zonarina (Mollusca: Gastropoda: Cypraeidae) from the middle Miocene (Badenian) of Hungary

Újabb Zonarina (csiga) faj a magyarországi a középső-miocén (badeni) rétegekből

Dirk FEHSE[1] – Zoltán VICIÁN[2]

(2 tábla)

Keywords: Cypraeoidea, Cypraeidae, Zonarina, fossil, Hungary

Tárgyszavak:Cypraeoidea, Cypraeidae, Zonarina, fosszília, Magyarország

Összefoglalás

A Paratethys középső-miocénjébe (badeni) tartozó, a magyarországi bándi lelőhelyen talált új *Zonarina* (Mollusca: Gastropoda: Cypraeidae) faj franciaországi, az „alsó-atlanti miocénből" leírt hasonló fajokkal, illetve a Paratethys ausztriai és bulgáriai badenijéből leírt, valamint a lengyelországi északi-tengeri medencében feltárt langhi emeletbeli lelőhelyek más fajaival együtt kerülnek leírásra és tárgyalásra. Erről a területről szép számmal ismerünk endemikus cypraeida fajokat is. SCHILDER (1923; 1925; 1932) ez utóbbi fajok közül többet is leírt.

A közelmúltban felfedezett újabb endemikus fajt *Zonarina liviae* nov. fajként írunk le.

Abstract

A new species of Zonarina from the Middle Miocene (Lower Badenian) of the Paratethys of Bánd, Hungary is described. Comparisons are made with similar species from the "lower Atlantic Miocene" of France, Badenian deposits of the Paratethys of Austria and Bulgaria, and from the Lower Middle Miocene (Langhian) of the Polish portion of the North Sea Basin.

Introduction

The mollusc fauna of the Middle Miocene of the Paratethys is unique. In general, endemism in the Paratethyan gastropod fauna is low compared to that of bivalves.

The composition of the gastropod fauna was often massively influenced by immigrants from the Mediterranean–Atlantic Region rather than by local evolution (MANDIĆ et al. 2002).

However, there are several endemic cypraeid species known from this region and they were described by SCHILDER (1923, 1925, 1932). Since then another endemic species has been discovered and it is described as *Zonarina liviae* nov. spec.

[1]Berlin, D–12524, Nippeser Str.3, Germany, e-mail: Dirk.Fehse@ftk.rohde-schwarz.com

[2]Budapest, H–1158, Neptun u. 86. 10/42, e-mail: zvician@axelero.hu

Abbreviations

DFB – Dirk FEHSE Collection, Berlin, Germany
M – Geological Institute of Hungary. (H–1143, Budapest, Stefánia út 14.)
THH – Tamás HIRMETZ Collection, Fót, Hungary
ZVH – Zoltán VICIÁN Collection, Budapest, Hungary
ct – columellar teeth
lt – labral teeth

Superfamily Cypraeoidea RAFINESQUE, 1815
Family Cypraeidae RAFINESQUE, 1815
Genus Zonarina SACCO, 1894

Species type: *Zonarina pinguis longovulina* SACCO, 1894 by original designation. Middle Miocene (Serravalian), northern Italy.

Zonarina liviae nov. spec.

Pl. 1, figs 1–3, pl. 2, figs 1–5.

1966 *Cypraea (Bernaya) fabagina* LAMK. – KÓKAY, A herend-márkói barnakőszénterület ...: 56, pl. 7, fig. 13, 14.
Holotype: Pl. 1, fig. 1a–d (M–2541)
Paratype 1: Pl. 1, fig. 2a–d (ZVH, No. 871)
Locality type: Bánd, county Veszprém, Hungary.
Stratum type: Lower Badenian, Middle Miocene.
Derivatio nominis: Named in honour of Lívia VICIÁNNÉ HARGITAI the wife of the second author.
Shell formula: [24 (73-53) 20:17].

We have used the shell formula proposed by SCHILDER (1935: 327). This formula is derived from measurements taken from all available fully mature and normally formed specimens. It consists of the following elements:

[L (W-H) LT: CT]. [#] denotes that the teeth are partly absent or not countable for some particular reason.

L: average length in mm,
W: average width/ length ratio in %,
H: average height/ length ratio in %,
LT: normalized number of labral teeth,
CT: normalized number of columellar teeth. The normalized number of teeth – in relation to a shell of 25 mm length – is calculated as follows: T = 7 + [(c-7)*v (25/L)]
T: normalized number of teeth, c: teeth counted, L: length.

Description

The shell is medium-sized, and rather squat, and it is an inflated pyriform, with a produced, blunt anterior terminal and a short, curved and slightly indented posterior terminal. The terminals are slightly separated from the dorsal elevation

by a small indentation. The spire is rarely exvolute, and it is just above the bulge of the anal canal, being usually obsolete and covered by thick terminal callus, marked by a spiral sulcus. The dorsum is convex with the highest elevation at the posterior third and with the apex placed on the right side, with smooth, margins and strongly thickened by callus. The marginal callosity forms a distinct and rounded keel on both sides. The ventrum is weakly convex. The aperture is sinuous, being curved posteriorly with parallel edges. It is relatively narrow, and is slightly wider at the fossular section. The labrum is thickened and expanded in the medial portion, and it is slightly decline at the anterior portion. The inner margin has a sharp edge with 19–22 somewhat coarse, close-set, regular labral denticles. The latter are extended as folds onto the ventrum. The parietal lip is weakly denticulate 14–20 well-developed denticles. These weaken with so that the denticles on the medial portion are only slightly visible. The denticles strengthen again slightly on the posterior third. The denticles do not extend as folds onto the columella but onto the fossula within the aperture. The terminal fold is marginal and borders the siphonal canal where it is weakly strengthened to form a narrow keel. The subsequent columellar teeth are followed by a slight interstice. The fossula are usually flattened, very steep and they are not clearly delimited from the rest of the columella, which has 3–6 irregular denticles on its inner edge. The anterior border is formed by the continuation of the terminal fold. Here the terminal fold is projected at the anterior corner of the fossula. The anterior margin of the fossula is free and it is not fused with the inside of the dorsum.

Some specimens show remnants of a small red-brown spire blotch and several show remnants of a red-brown fine dorsal mottled pattern, whereas the margins and the ventrum are white.

Variation

The curving of the posterior aperture varies considerably. In some specimens the anterior terminal is protruded. The ventral margin is sometimes very callused and gives the impression of a bump. The area of the dorsal mottled pattern is in some specimens very narrow.

Material and measurements

A total number of 8 specimens was examined in detail. These specimens were collected by the second author and Dr. Tamás HIRMETZL at Bánd village, Veszprém county, Hungary in 2002–2003 – Lower Badenian, Middle Miocene.

Holotype: L = 23.9 mm, W = 16.5 mm, D = 12.5 mm, ct 18, lt 20 (M–2541)

Paratype 1: L = 23.6 mm, W = 16.9 mm, D = 12.8 mm, ct 14, lt 19 (ZVH, coll. No. 871)

Paratype 2: L = 21.4 mm, W = 15.2 mm, D = 11.2 mm, ct 16 , lt 21 (DFB, coll. No. 7373)

Paratype 3: L = 26.4 mm, W = 19.2 mm, D = 14.2 mm, ct 19, lt 21 (ZVH, coll. No. 826)

Paratype 4: L = 22.1 mm, W = 15.9 mm, D = 11.3 mm, ct 15, lt 19 (ZVH, coll. No. 600)

Paratype 5: L = 24.5 mm, W = 18.0 mm, D = 12.9 mm, ct 18, lt 19 (ZVH, coll. No. 598)

Paratype 6: L = 23.9 mm, W = 18.3 mm, D = 12.8 mm, ct 19, lt 19 (ZVH, coll. No. 597)

Paratype 7: L = 22.9 mm, W = 16.8 mm, D = 12.2 mm, ct 14, lt 19 (THH, coll. No. 912)

Discussion

Zonarina (subfamily Cypraeovulinae SCHILDER, 1925 [= Erroneinae SCHILDER, 1925]) are recognizable due to the following characteristics: callused margins, a flattened weakly-developed fossula, and a denticulated inner margin. The new species possess all these features and can thus be presumed to be attached to the genus.

Zonarina liviae nov. spec. is slightly similar to Z. *laterimata* SACCO, 1894 (*Pl. 1., Fig. 4–5a, b, c, d*) when only the shell outline, dorsal colour pattern, and the flattened and folded fossula are considered. However both species are immediately separable by the finer and more numerous dentition of Z. *laterimata* SACCO, 1894. Another similar species is Z. *dertamygdaloides* SACCO, 1894 (*Pl. 1., Fig. 6a, b, c, d*) but Z. *liviae* is separated by the more inflated columella, the less developed fossula, the labral denticles that are elongated as folds onto the labrum, and the anterior terminal with a small indentation. SCHILDER & SCHILDER (1971: 43) considered Z. *badenensis* SCHILDER, 1925 to be a subspecies of Z. *dertamygdaloides* SACCO, 1864 but Z. *badenensis* SCHILDER, 1925 does not look similar to the latter form. It has a more cylindrical shell with less callused margins, a smooth concave fossula, an inflated columella, a less elevated, almost flattened dorsum with the hump on the posterior third, and non-separated terminals. Based upon these differences we consider Z. *badensis* SCHILDER, 1925 to be a distinct species, which differs from Z. *liviae* due to the above-mentioned features. *Zonarina lanciai* (BRUSINA 1877) is also similar to Z. *liviae* in general shell outline. BALUK (1995: 186; compare also FEHSE 2001b) wrote that there are no grounds for separating Z. *brocchii* (DESHAYES, 1844) and Z. *lanciai* (BRUSINA, 1877). Unfortunately, he neither explained what unites both forms nor showed the shell types to confirm his decision. SCHILDER (SCHILDER & SCHILDER, 1971: 42, 43) split both forms and also has both species separated in his collection (FEHSE 2001a). Z. *brocchii* (DESHAYES 1844) is a damaged shell where more than 50% of the labrum is missing. However, the shell lacks the heavy marginal callosities seen in the specimens usually identified as Z. *brocchii* (DESHAYES 1844). The specimen identified by SCHILDER as Z. *lanciai* (BRUSINA 1877) in his collection originates from the Badenian of Nikolsburg, Czech Rep. and is 41.2 mm larger than the specimens usually identified as Z. *brocchii* (DESHAYE 1844). Furthermore, the fossula and the shell morphology in general seem to separate both taxa. *Zonarina lanciai* (BRUSINA 1877) differs from Z. *liviae* in having a concave fossula without ribbing and it has weak obscured denticles on the inner fossular edge. The highest point of the dorsal elevation is central,

it has less callused margins, and it lacks the keels on both sides. Furthermore, the labral denticles are not elongated as folds onto the labrum.

Zonarina austriaca SCHILDER, 1925 (Pl. 2., Fig. 6a, b, c, d) was described from the Badenian of Gainfarn, Austria. Later SCHILDER & SCHILDER (1971: 43) synonymized the species with *Z. dertamygdaloides* SACCO, 1894 without giving any comment on their decision. However, *Z. austriaca* SCHILDER, 1925 differs from the latter in having a concave, smooth fossula with the inner margin distinctly denticulated. The posterior end of the labrum is not so protruded and there is a large spire blotch that may also indicate differences in the colouration. *Z. liviae* differs from *Z. austriaca* SCHILDER, 1925 because of the the flattened fossula with folds on its surface and the dorsum is not so elevated and the separated anterior is terminal. The similar colouration, especially the spire, is blotchy and the keeled outer margins may indicate a common origin.

Acknowledgements

We are very grateful to Mr. Antal LENNERT, Hungary for permission to carry out excavations on his propert. We also thank Dr. József KÓKAY for his help with his book on Bánd and for useful suggestions, and Dr. Johannes MAYER, Austria for his valuable suggestions about the manuscript. Lindsey T. GROVES deserves special mention for his valuable comments which helped improve the manuscript.

References

BALUK, W. 1995: Lower Tortonian Gastropods from Korytnica, Poland Part 2. – *Acta Geologica Polonica* **45/3–4**, 153–225, pls. 1–8, text figs. 1–2.

BRUSINA, S. 1877: Fragmenta Vindobonensia. – *Journal de Conchyliologie* 3/17, 368–391.

DESHAYES, G. P. 1844 in LAMARCK, J. B. P. A. de MONET: Sur la détermination des espèces parmi les animaux sans vertèbres, et particulièrement parmi les mollusques testacés. (2. edition). – Paris, 10, 480 p.

FEHSE, D. 2001a: Katalog der fossilen Cypraeoidea (Mollusca: Gastropoda) in der Sammlung Franz Alfred SCHILDER. III. Die Unterfamilie Erroneinae SCHILDER, 1925. – *Club Conchylia Informationen* **33** (1/3), 3–41, 60 unnum. text figs.

FEHSE, D. 2001b: Korrekturen zu BALUK, W. 1995: Lower Tortonian Gastropods from Korytnica, Poland Part 2. – *Club Conchylia Informationen* **32**, (4/6), 21–22.

GRATELOUP, J. P. S. de 1845: Atlas de Conchyliologie fossile des terrains tertiaires du bassin d l'Adour. – Bordeaux, 1, 49 pls.

KÓKAY, J. 1966: A herend–márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata. Geologische und paläontologische Untersuchung des Braunkohlen–Gebietes von Herend–Márkó (Bakony-Gebirge, Ungarn). – *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **36**, 147 p., 9 pls., 2 maps + 1 separate insert.

LAMARCK, J. B. P. A. & de MONET 1810: Sur la détermination des espèces parmi les animaux sans vertèbres, et particulièrement parmi les mollusques testacés. – *Annales de Muséum d'Histoire de Naturelle Paris* **15**, 20–40, 89–114, 263–286, 422–442, 443–454.

MANDIĆ, O., HARZHAUSER, M., SPEZZAFERRI, S. & ZUSCHIN, M. 2002: The paleoenviroment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on palaeoecology of mollusks and foraminifera. – *Geobios, Mémoire spécial* **24**, 193–206, text figs. 1–10, tabs. 1–2.

SACCO, F. 1894: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Vol. 15: Cypraeidae, ed Amphiperasidae. – *Memorie della Reale Accademia delle Scienze*, C. Clausen, Torino, 1–71, 3 pls.

SCHILDER, F. A. 1923: Drei neue miozäne Cypraea-Arten. – *Senckenbergiana* **5** (3/4), 100–107, text figs. 1–3.

SCHILDER, F. A. 1925: Revision der Cypraeacea (Moll., Gastr.). – *Archiv für Naturgeschichte*, **91**. Jahrgang, Abteilung A, **10**, 1–171.

SCHILDER, F. A. 1927: Synopsis Cypraeacea fossiler Lokalfaunen. I. Der Kressenberg. – *Senckenbergiana* **9**, 196–222, text figs. 1–4.

SCHILDER, F. A. 1932: Cypraeacea. – In: W. QUENSTEDT: *Fossilium Catalogus. I.* Animalia. Editus a, Pars 55, W. Junk, Berlin, 1–276.

SCHILDER, F. A. 1935: Revision of the Tertiary Cypraeacea of Australia and Tasmania. – *Proceedings of the Malacological Society London* **21/6**, 325–355, text figs. 1–50, 10 unnum. tabs.

SCHILDER, M. & SCHILDER, F. A. 1971: A Catalogue of Living and Fossil Cowries. Taxonomy and Bibliography of Triviacea and Cypraeacea (Gastropoda Prosobranchia). – *Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, Mémoires, deuxième Série, **85**, 1–246.

Kézirat beérkezett:

Plate 1

1a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Holotype, M-2541, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, county Veszprém, Hungary.

2a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Paratype 1, coll. ZVH, No.871, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, county Veszprém, Hungary.

3a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Paratype 2, coll. DFB, No. 7373, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, county Veszprém, Hungary.

4a, b, c, d *Zonarina laterimata* SACCO, 1894, coll. DFB, No. 5520a, ×1.3, Aquitanian, Early Miocene, St. Martin d'Oney, Landes, France.

5a, b, c, d *Zonarina laterimata* SACCO, 1894, coll. DFB, No. 5520b ×1.3, Aquitanian, Early Miocene, St. Martin d'Oney, Landes, France.

6a, b, c, d *Zonarina dertamygdaloides* SACCO, 1894, coll. DFB, No. 7365, ×1.3, Badenian, Middle Miocene, Gainfarn, Austria.

Plate 2

1a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Paratype 3, coll. ZVH, No. 826, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, county Veszprém, Hungary.

2a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Paratype 4, coll. ZVH, No. 600, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, county Veszprém, Hungary.

3a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Paratype 5, coll. ZVH, No. 598, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, near Veszprém, Hungary.

4a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Paratype 6, coll. ZVH, No. 597, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, county Veszprém, Hungary.

5a, b, c, d *Zonarina liviae* nov. sp. Paratype 7, coll. THH, No. 912, ×1.3, Lower Badenian, Middle Miocene, Bánd, county Veszprém, Hungary.

6a, b, c, d *Zonarina austriaca* SCHILDER, 1925, coll. DFB, No. 7400, ×1.3, Badenian, Middle Miocene, Bulharsko, Pleven, Bulgaria.

Plate 1 – 1. tábla



Plate 2 – 2. tábla



Földtani Közlöny 134/2, 209–218. (2004) Budapest

Travertines as self regulating carbonate systems. Evolutionary trends and classification

A travertínók mint önszabályozó karbonátrendszerek – fejlődési irányok és osztályozás

Bruno D'ARGENIO[1, 2] – Vittoria FERRERI[1]

(2 tables)

Keywords: ambient and hotwater travertines, Late Quaternary, Central and Southern Italy, complex depositional systems

Tárgyszavak: meleg és a környezetükkel azonos hőmérsékletű vízből keletkező travertínók, kvarter vége, Közép- és Dél-Olaszország, lerakódási rendszer

Összefoglalás

A késő-negyedidőszaki travertínók Közép- és Dél-Olaszországban általános elterjedésűek, s ezek vagy meleg vízből vagy a környezetükkel egyező hőmérsékletű vízből váltak ki. A néhány négyzetkilométer kiterjedésű, lencse alakú kőzettestek, vastagsága néhány méter lehet. Lényegében vegetáció által táplált karbonátos bekérgezések és a tengeri karbonátos kőzetekhez hasonló szöveti és szerkezeti bélyegekkel jellemezhetőek. Ezek alapján különböző litofáciesekbe és litofácies együttesekbe sorolhatók, s az utóbbiak pedig komplex üledékképződési rendszereket képviselő különleges üledékképződési környezeteknek felelnek meg. A travertínó kőzettestek fejlődési törvényszerűségei sok tekintetben analógok a karbonát platformok rendszerével.

Abstract

Travertines are widespread in Central and Southern Italy, where they formed mostly during late Quaternary times, either from ambient or from hot waters, and now crop out as lensoid bodies up to some square kilometres in extent and several metres in thickness. These deposits, at present-day exceptionally forming, result essentially from calcareous incrustations on plant templates and can be described in terms of textures and sedimentary structures, like marine carbonate rocks. On these bases several lithofacies and lithofacies associations can be identified, the latter corresponding to specific sedimentary environments, grouped into complex depositional systems. The evolutionary trends recorded in the travertine bodies show many analogies with carbonate platform systems.

Introduction

Non marine carbonate deposits form very frequently in a variety of environmental conditions, at ambient temperature (springs, caves, waterfalls, lakes, rivers) as well as at thermal springs and in their vicinities. Such deposits are small in size (from a few 102 m^3 to several 106 m^3, seldom up to 107 m^3) and largely of biogenic origin or primarily accumulated on biotic templates. Two main categories of such deposits are known: lacustrine deposits (BRADLEY 1929; KEMPE et al. 1991; ARP 1995; ARP et al. 1999, 2001) and spring-river deposits referred to as

[1]Department of Earth Sciences, "Federico II" University, Naples, Italy,
e-mail: dargenio@gms01.geomare.na.cnr.it
[2]Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Geomare, National Research Council, Naples, Italy

travertines (BUCCINO et al. 1978; PENTECOST 1978, 1990; BRANCACCIO et al. 1986, 1992; GOLUBIC et al. 1993; D'ARGENIO 2001). We discuss here the latter category.

Textural and diagenetic features

Travertines are widespread in Central and Southern Italy, mostly deposited during the last uplift stages of the Apenninic chain (middle to late Pleistocene) and quite exceptionally formig today. They derived from ambient and hot waters. Moreover, travertine lithologies are most commonly made up of low Mg calcite, sometimes in excess of 95% (e.g. BUCCINO et al. 1978; D'ARGENIO et al. 1983; FOLK & CHAFETZ 1983; CHAFETZ & FOLK 1984; BRANCACCIO et al. 1986, 1992; D'ARGENIO & FERRERI 1987, 1992).

Textural classification. Several travertine classifications have been proposed by different authors on sedimentological, botanic, chemical and morphological bases (IRION & MÜLLER 1968; CHAFETZ & FOLK 1984; FERRERI 1985; D'ARGENIO & FERRERI 1987; PENTECOST 1995; FORD & PEDLEY 1996). In particular, the sedimentological classification by FERRERI (1985) is based on textural characteristics of the primary carbonate incrustations and inspired by EMBRY & KLOVAN (1971) marine-carbonates classification.

FERRERI (1985) considers two main groups of incrustation textures: autochthonous and detritic (*Table 1*). On this basis several lithofacies and lithofacies associations can be identified. Their analysis and interpretation, together with that of microstructures and sedimentary features (stratification, lamination, erosional surfaces and so on) allows: (1) fossil travertines to be mapped, (2) palaeoenvironmental reconstructions to be inferred and (3) genetic models to be proposed (FERRERI 1985; BRANCACCIO et al. 1986, 1992; VIOLANTE et al. 1994; D'ARGENIO 2001).

Lithofacies associations

At the present stage of our studies (BUCCINO et al. 1978, D'ARGENIO et al. 1983; FERRERI 1985; BRANCACCIO et al. 1986, 1992; D'ARGENIO & FERRERI 1987, 1992; GOLUBIC et al. 1993; VIOLANTE et al. 1994, 1996; D'ARGENIO 2001) the following lithofacies associations have been distinguished (Table 2):

1. Calcarenite with travertine intercalations (shallow lake facies)
2. Phytohermal travertine associated with poorly sorted phytoclastic travertine (swamp facies)
3. Microhermal and stromatolitic travertine associated with grain supported phytoclastic travertine (gentle to steep slope facies)
4. Micro-phytohermal and stromatolitic travertine (pool-gradin facies)
5. Phytohermal and microhermal travertine (waterfall facies)

1. Calcarenite with travertine intercalations (shallow lake facies).

Calcareous sands are made up of calcareous grains among which phytoclasts can be recognized. These are mainly represented by fragments of charophyta (oogonia and "stems"), molluscs and ostracods. The travertine lithotypes are

prevailingly formed of phytoclastic wackestone associated with phytohermal and stromatolitic travertine. This lithofacies association characterizes stratified tabular bodies of relatively large horizontal extent deposited in very shallow lakes.

2. Phytohermal travertine associated with poorly sorted phytoclastic travertine (swamp facies).

The most common lithotypes are represented by phytohermal-phytoclastic textures, in which the phytohermal travertine appears "floating" in a poorly sorted phytoclastic matrix. Incrusted leaves are very abundant ("bibliolitic travertine"), but their orientation is random; pulmonate gastropods are generally

Table 1 Textural classification of the travertines of Central and Southern Italy, inspired to EMBRY & KLOVAN (1971)

1 táblázat. Közép- és dél-olaszországi travertínók szöveti osztályozása, EMBRY & KLOVAN (1971) alapján

<table>
<tr><td colspan="7">AUTOCHTHONOUS TEXTURES
(In situ incrustations)</td></tr>
<tr><td colspan="3">Irregularly laminated fabric (cryptalgal laminites) built up by incrustations on blue-green algae and/or other bacteria</td><td colspan="2">"Reticulate" fabric (microhermal) built up by incrustations on microphyta (e.g. green algae)</td><td colspan="2">Rigid framework (phytohermal) built up by incrustations on macrophyta (e.g. reeds, mosses)</td></tr>
<tr><td colspan="3">Stromatolitic travertine</td><td colspan="2">Microhermal travertine</td><td colspan="2">Phytohermal travertine</td></tr>
<tr><td colspan="7">DETRITIC TEXTURES
(Incrusted grains, limited or no transport)</td></tr>
<tr><td colspan="5">Less than 10% >2mm</td><td colspan="2">Greater than 10%>2mm</td></tr>
<tr><td colspan="7">← Phytoclastic grains →</td></tr>
<tr><td colspan="2">Uncemented</td><td colspan="5">← Cemented →</td></tr>
<tr><td colspan="4">With calcareous matrix = 2 mm</td><td>Without Calcareous matrix</td><td rowspan="2">Matrix supported</td><td rowspan="2">Grain supported</td></tr>
<tr><td colspan="2"><10% > 10%
Phytoclasts</td><td>Matrix supported</td><td colspan="2">Grain supported</td></tr>
<tr><td>Calcareous sand</td><td>Phytoclastic sand</td><td>Phytoclastic wackestone</td><td>Phytoclastic packstone</td><td>Phytoclastic grainstone</td><td>Phytoclastic floatstone</td><td>Phytoclastic rudstone</td></tr>
</table>

Note that biogenic textures are made up by calcareous incrustations on in situ plant supports. The detritic textures are formed by arenitic to ruditic, incrusted fragments mostly of plant templates (phytoclasts). In the matrix supported lithologies the phytoclastic matrix is arenitic to siltitic in size. In wackestone to rudstone textures early cementation of the phytoclasts is suggested by development of an intergranular to intragranular biogenic incrustation fabric ("cryptalgal fabric" sensu MONTY 1976). From FERRERI (1985) modified.

Megjegyzés: a biogén szövet típusok helybenélő vegetáció által táplált meszes bekérgezések termékei. A detrituszos szövettípusok homok vagy kavics méretű, többnyire vegetáció vázelemek (fitoklasztok) bekérgezett törmelékéből állnak. A matrixvázú litofáciesekben a fitoklasztos mátrix homok-iszap szemcseméretű. A wackestone és rudstone szövettípusoknál a fitoklasztok korai cementációját szemcseközti–szemcsén belüli biogén bekérgezés kialakulása eredményezheti (MONTY 1976 értelmezése szerinti "kriptoalgás" szövet). FERRERI (1985) alapján módosítva.

common. This lithofacies association characterizes lensoid to tabular bodies, with indistinct stratification, suggesting incrustation processes in swamp paleoenvironments.

3. Microhermal and stromatolitic travertine associated with grain supported phytoclastic travertine (gentle to steep slope facies).

Lithofacies are prevailingly represented by microhermal travertine, stromatolitic travertine (sub-horizontal laminae), "bibliolitic travertine" and phytoclastic (packstone, grainstone and rudstone) travertine. Locally the incrusted fragments show a certain degree of imbrication. Moreover, the microhermal incrustations build up either centimetre scale dome structures with a "reticulate" fabric (irregularly interlaced tubules), or centimetre-thick "biostromal" structures, formed by thin layers of iso-oriented (algal ?) tubules. Normally the microhermal travertine shows gradual transition into stromatolitic travertine, generally characterized by more or less inclined laminae (clino-lamination) whose surface patterns consist of alternating microdams and micropools (few centimetres in plane view). At a larger scale, this lithofacies association and the related sedimentary structures characterize irregularly stratified, dam-shaped bodies (mounds) suggesting gentle to steep slope environments. The mounds may locally coalesce with unconformable contacts showing geometries of "onlap" type.

4. Micro-phytohermal travertine and stromatolitic travertine (pool-gradin facies).

This lithofacies association is prevailingly formed by alternating micro-phytohermal and stromatolitic travertine, locally associated with phytoclastic travertine in which coated grains (i.e. oncolites, sensu LOGAN et al. 1964; PERYT 1983) and pisolithes can be recognized. The lithofacies, showing gradual transitions among them, form lensoid levels (few centimetres to few metres in thickness, a few metres in length) and build up convex-planar bodies. Sedimentary structures, that can be attributed to the action of more or less steadily flowing waters, are also found. The textures and sedimentary structures can be related to pool-gradin environments.

5. Phytohermal and microhermal travertine (waterfall facies).

This lithofacies association characterizes clinostratified (high angle) bodies prevailingly formed by phytohermal and microhermal travertine (mostly incrustations on mosses and green algae). These deposits cover, with distinct angular unconformities, previous travertines forming more or less vertical jumps; they suggest waterfall environments. Waterfall height can reach up to 50 m, with a composite front even several hundred metres in extent.

Although the sedimentary organization of travertine deposits shows the same gross features, two end-members can be distinguished: ambient water travertines and hot water travertines (GOLUBIC et al. 1993; VIOLANTE et al. 1994; PENTECOST 1995; FORD & PEDLEY 1996; D'ARGENIO 2001). To the high values of temperature in the springs, a decrease in abundance, size and diversity of the colonizing organisms corresponds. On this basis, the lithofacies diversity and biogenic imprint, carried by primary travertine textures, provide good criteria of distinction between ambient and hot water travertines, both in the field and at micro-scale (D'ARGENIO et al. 1994; VIOLANTE et al. 1994; D'ARGENIO 2001).

Ambient water travertines

Biological control. The basic components of ambient water travertines are carbonate incrustations on biogenic templates. Benthic organisms are able to organise primary carbonate precipitates along their prevailing growth directions, resulting in a rigid framework (skeletal carbonate body) characterised by fast accretion rates. In these conditions, the space is filled by carbonates resulting from the interplay of carbonate precipitation rate and benthic organism growth rates. This process is also affected by the size of biogenic templates, the bigger being the templates the larger the pore space within the primary carbonate incrustations. Yet, travertine textures are strictly related to the biological imprints of the primary carbonate incrustations, and depend on environmental conditions of the travertine producing systems. In active depositional conditions, biocenoses are largely controlled by temperature and water oversaturation with respect to calcium carbonate (i.e. carbonate precipitation rate), usually showing a positive correlation. Moreover, cyanobacteria and other bacteria can play an active role in the primary precipitation of the travertine carbonates (WEED 1889; GOLUBIC 1973; BUCCINO et al. 1978; FOLK & CHAFETZ 1983; CHAFETZ & FOLK 1984; FERRERI 1985; FOLK et al. 1985; FOLK 1993; CHAFETZ et al. 1998; CHAFETZ & GUIDRY 1999; GUO & RIDING 1999). This is reflected in microscopic characteristics, which are very often comparable to a "cryptalgal" fabrics (sensu MONTY 1976).

Diagenesis. Primary incrustation and diagenesis partly coexist in the travertines and locally differentiation of their effects is difficult (FERRERI 1985). Most common diagenetic processes are neomorphism, micritization, bioerosion, pervasive dissolution and late carbonate ("cement") precipitation. In particular: micritization (biomicritization) tends to homogenize the microstructural features, partially or completely obliterating the primary textural characteristics; bioerosion is prevailingly the product of an interaction of biological corrosion by endolithic organisms (including insect larvae etc.) which altogether may lead to a kind of "biokarst" (e.g. GOLUBIC 1969; SCHNEIDER et al. 1983). Late carbonate precipitation occurs in environments which frequently change from phreatic into vadose and largely contributes to strong lithification of the travertine deposits. As a result, interpretation of the original textural characteristics at times becomes problematic, even though these deposits generally present forward relationships between early diagenesis and depositional textures.

Morphology of travertine bodies. The sedimentary organization of travertine bodies shows a variable pattern according to the inherited morphologic features of the substrate. Travertine depositional systems of Central and Southern Italy developed either at the base of the slopes in large intermontane basins (Rocchetta al Volturno) or also facing coastal plains (Pontecagnano, Paestum), or into narrow incised valleys carved into Mesozoic limestones (Tanagro Valley, Liri Valley). The relationships with the substrate, normally still evident, indicate that the travertine bodies, are controlled by the original landforms as far as their overall morphology is concerned. The travertine deposits in turn modify this pre-exiting morphology, gradually becoming independent from it (*Table* 2). In this process the morphology modifies from gentle slopes with flowing water sheets to steeper slopes with rapids and waterfalls. The latter deposits cover the previous flat or

Table 2 Relationships among lithofacies associations, geometry of sedimentary bodies, sedimentary environments, parent waters and substrate

2. táblázat. A litofácies együttesek, az üledékes kőzettestek geometriája, az üledékképződési környezet, a kicsapódás forrásául szolgáló víz és az aljzat közötti összefüggések rendszere

1	2	3	4	5	6
Lithofacies associations	**Lithofacies**	**Geometry of sedimentary bodies**	**Parent waters**	**Sedimentary environments**	**Morphological modification of the substrate by incrustations**
Calcareous sand with travertine intercala-tions	– Calcareous sand – phytoclastic wackestone; – phytohermal and stromatolitic travertine	Tabular sand bodies with lensoid travertine intercalations	Calcium carbonate-rich, standing waters	Shallow lakes and minor swamps with occasional inundations	Incrustations filling flat depressions
Phytohermal travertine associated with poorly sorted phytoclastic travertine	– Phytoclastic-phytohermal travertine; – phytoclastic wackestone; – bibliolitic travertine	Poorly stratified bodies (tabular or lensoid)	Calcium carbonate-rich waters, slowly flowing	Swamps with frequent inundations reworking incrusted plant fragments	Incrustations filling flat depressions
Micro-hermal and stromatolitic travertine associated with grain supported phytoclastic travertine.	– Microhermal travertine; – stromatolitic travertine; – phytoclastic packstone, grainstone and rudstone; – bibliolitic travertine	Irregularly stratified dam-shaped bodies (mounds) which locally coalesce with "onlap"–type unconfor-mities	Warm or cold calcium carbonate-rich waters, flowing over inclined surfaces	Gentle to steep slopes, locally canalised	Incrustations covering the toe of the slopes giving rise to increase in the steepness
Micro-phytohermal and stromatolitic travertine	– Microhermal, phytohermal, stromatolitic and phytoclastic travertine; – phytoclastic sand	Plano-convex to planar bodies resulting from interlaced systems of small pools	Laminar floods of warm or cold calcium carbonate- rich waters	Pool gradin	Incrustations draping previous deposits and evolving into steps down to the slopes
Phytohermal and microhermal travertine	– Phytohermal travertine; – microhermal travertine	Clinostratified to vertical drapes forming curtains or arches	Rapid fluxes of canalised, calcium carbonate-rich waters	Rapids and waterfalls	Incrusted curtains unconformably draping previous travertine deposits

As to the morphology of the pre-existing substrate, travertines of Central and Southern Italy developed either at the base of slopes, among large intermountain basin sides (Rocchetta al Volturno) or facing coastal plains (Pontecagnano, Paestum) or even filling narrow valley tracts (Tanagro Valley, Liri Valley).

A közép- és dél-olaszországi travertínók a korábbi aljzatmorfológiának megfelelően vagy nagy intramontán medencék közötti lejtők alján (Rocchetta al Volturno), vagy parti síkságok mentén (Ponzecagnano, Paestum) vagy keskeny völgykitöltésként (Tanagro-völgy, Liri-völgy) képződtek

gently sloping travertines, forming sub- vertical "curtains". The progradation of the steeping slopes leaves a flat surface on the summit of the travertine bodies often occupied by swamps and/or very shallow lakes. Being such morphologies due to constructional and not to erosional events, they should not be confused with terraced landforms deriving from the rejuvenation of the relief. In the Apennines the latter processes may often develop at the same time, because the phases of most active travertine formation are related to the reactivation of the faults accompanying the Pleistocene uplift (e.g. FERRERI 1985; D'ARGENIO & FERRERI 1987; 1992).

Evolutionary trends. Architecture of the travertine terraces shows internal dome geometries (mounds) occurring at different scale. As the bulk of travertine accumulation tends to occur along sectors of steeper slopes. This causes progressive modifications of hydrodynamic systems of incrusting waters over time. Upward-growth of travertine deposits gradually decreases original slope angles, so that the incrusting water flow is laterally displaced towards areas of next steeper slope, accounting for coalescence of the travertine mounds.

Due to the frequent lateral shifting of the incrustation processes, travertines accumulate with an overall wedge-shaped geometry: the original top slopes are gradually transformed into gently inclined ramp areas (upward aggradation), limited downhill by steeper frontal slopes (lateral progradation) which evolve into subvertical escarpments (waterfall facies). These contrasting morphologic modifications result in the formation of new sedimentary environments, including (a) ponds and shallow lakes on the flattened top of the buildup and, (b) "braided" channelling along the increasingly steeper margin of the travertine buildup, later evolving into waterfalls.

Hot water travertines

High temperature leeds to elevated carbonate precipitation rates and to decreased abundance, size and diversity of the eukaryotic organisms colonizing the depositional sites. In this case the basic biological components are connected to thermophilic or even hyperthermophilic microbes that allow a lower degree of the lithofacies diversity.

Recent works on thermal water travertines have been provided by FARMER (2000); FOUKE et al. (2000); GUO & RIDING (1999), ALLEN et al. (2000). FARMER (2000) presents a facies model for the Mammoth Hot Spring travertines (Yellowstone), where microbial carbonates develop at decreasing temperature away from the spring. In this spread, the deposits display carbonates produced by different types of bacteria (from hyperthermophile chemosyntetic to photosyntetic cyanobacteria) and by eukaryotes. PENTECOST (1995) discusses the geochemical characteristics of thermal travertines suggesting that they occur in regions where high CO_2 discharge results from tectonic activity associated with volcanism (deep outgassing processes in tectonically active areas). He noted that high-water temperatures lead to rapid CO_2 degassing and high deposition rates (normally >10 mm/a). Very thick travertine deposits may be formed in this way, showing a low facies diversity (VIOLANTE et al. 1994; D'ARGENIO 2001). As to the travertines

of Tivoli, detailed sedimentological studies and SEM analysis (e.g. FOLK et al. 1985; FOLK 1993) allowed to demonstrate a high morphological diversity of the calcium carbonate crystals (primary and diagenetic) due to either biogenic or inorganic precipitation (CHAFETZ & FOLK 1984). Here, as in many other cases of thermal deposits, the general morphology and related vertical evolution of the resulting sedimentary bodies do not appear substantially different from that of the ambient water travertines (D'ARGENIO 2001; ANZALONE, doctorate dissertation, work in progress).

Final remarks

Travertines form miniature depositional systems (FERRERI 1985; D'ARGENIO et al. 1994; VIOLANTE et al. 1994; D'ARGENIO 2001; MARTIN-ALGARRA et al. 2003) and display some characteristics which are typical also of the carbonate platforms. They include ability to modify the morphology of the substrate, to colonize differentiated environments (which may in turn be modified by the organogenic sedimentation), to build a frontal rim and to increase the steepness of the frontal scarp. The morphostructural convergence is mainly due to early lithification processes, producing a firm sediment since the early stages of deposition, and to the self-organisation of the biogenic sediments. This results in carbonate deposits characterized by prevailing upward-growth (an aggradation however, that does not exclude the progradation) and very high accretion rates, relatively even higher than in carbonate platforms.

In conclusion, the sedimentary organization of travertine deposits, regardless of the parent water temperature, shows similar features over many case histories examined; so that two end-members can be distinguished: ambient water and hot water travertines. Temperature of parent waters is an important factor controlling biologic development of travertine producing systems and hence the balance between biotic vs. abiotic precipitates.

Comparative analysis of travertines and carbonate platforms reveals that hot water systems seem to re-produce, at very small scale, the environmental conditions characterized by the microbial (bacteria and archea) activity and water oversaturation, under which Proterozoic carbonate platforms developed; ambient water travertine systems can be instead considered as miniature analogous of the Phanerozoic carbonate platforms which are largely built by the more differentiated eukarya assemblage (D'ARGENIO et al. 1994; D'ARGENIO 2001).

Acknowledgements

We would like here to thank Erlisiana ANZALONE, who is working on a PhD thesis on Italian travertines, for her contribution to general aspects of this paper and her help in the text preparation.

References

ALLEN, C. C., ALBERT, F. G., CHAFETZ, H. S., COMBIE, J., GRAHAM, C. R., KIEFT, T. L., KIVETT, S.J., MCKAY, D. S., STELE, A., TAUNTONA, E., TAYLOR, M. R., THOMAS-KEPRTA, K. L. & WESTALL, F. 2000: Microscopic physical biomarkers in carbonate hot springs: implications in the search for life on Mars. – *Icarus*, **147**, 49–67.

ARP, G. 1995: Lacustrine bioherms, spring mounds and marginal carbonates of the Ries impact-crater (Miocene, Southern Germany). – *Facies* **33**, 35–90.

ARP, G., HOFMANN, J. & REITNER, J. 1999: Microbial fabric formation in spring mounds ("microbialites") of alkaline salt lakes in the Badain Jaran Sand Sea, PR China. – *Palaios* **13**, 581–592.

ARP, G., WEDEMEYER, N. & REITNER, J. 2001: Fluvial tufa in a Hard-Water Creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). – *Facies* **44**, 1–22.

BRADLEY, W. H. 1929: Algal reefs and oolites of the Green River Formation. U. S. – *Geol. Surv. Prof. Pap.* **154**, 203–223.

BRANCACCIO, L., D'ARGENIO, B., FERRERI, V., PREITE-MARTINEZ, M., STANZIONE, D. & TURI, B. 1986: Caratteri tessiturali e geochimici dei travertini di Rocchetta al Volturno (Molise). – *Boll. Soc. Geol. It.* **105**, 265–277.

BRANCACCIO, L., D'ARGENIO, B., FERRERI, V., STANZIONE, D., TADDEUCCI, A. & VOLTAGGIO, M. 1992: I travertini di Rocchetta al Volturno (Molise). Datazioni con ^{230}Th e modello deposizionale. – *Mem. Soc. Geol. It.* **41 (1988)**, 673–683.

BUCCINO, G., D'ARGENIO, B., FERRERI, V., BRANCACCIO, L., FERRERI, M., PANICHI, C. & STANZIONE, D. 1978: I travertini della bassa Valle del Tanagro (Campania): Studio Geomorfologico, Sedimentologico e Geochimico. – *Boll. Soc. Geol. It.* **97**, 617–646.

CHAFETZ, H. S., AKDIM, B., JULIA, R. & REID, A. 1998: Mn- and Fe-rich black travertine shrubs: Bacterially (and nanobacterially) induced precipitate. – *Journ. of Sed. Research* **68**, 404–412.

CHAFTETZ, H. S. & FOLK, R. L. 1984: Travertines; depositional morphology and the bacterially constructed constituents. – *Jour. of Sed. Petrology* **54**, 289–316.

CHAFETZ, H. S. & GUIDRY, S. A. 1999: Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal crusts: Bacterially induced vs abiotic mineral precipitation. – *Sedimentary Geology* **126**, 57–74.

D'ARGENIO, B. 2001: From Megabanks to Travertines. The Indipendence of Carbonate Rock Growth-Forms From Scale and Organism Templates Trough Time. – In: GUERZONI, S., HARDING, S., LENTON, T., & RICCI LUCCHI, F. (Eds): Earth System Science. A new subject for study (Geophysiology) or a new philosophy?. *Proceedings of Int. School Earth and Planetary Sciences, Siena* 2001, 109–130.

D'ARGENIO, B. & FERRERI, V. 1987: A brief outline of Sedimentary models for Pleistocene travertine accumulation in Southern Italy. – *Rend. Soc. Geol. It.* **9**, 167–170.

D'ARGENIO, B. & FERRERI, V. 1992: Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale. – *Mem. Soc. Geol. It.* **41**, 861–868.

D'ARGENIO, B., FERRERI, V., STANZIONE, D., BRANCACCIO, L. & FERRERI, M. 1983: I travertini di Pontecagnano (Campania). Geomorfologia, Sedimentologia, Geochimica. – *Boll. Soc. Geol. It.* **102**, 123–136.

D'ARGENIO, B., VIOLANTE, C. & GOLUBIC, S. 1994: Travertines as proxies to climate controlled/controlling carbonates in geologic time. An introduction. – In: UBERTINI, L., CASTELLI, F. & BRAS, R. L. (Eds): Climate change and hydrogeological hazards in the Mediterranean area, Perugia, 1994, 17–23.

EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. 1971: A Late Devonian reef tract on eastern banks island N. W. T. – *Bull. Can. Petrol. Geol.* **19**, 730–781.

FARMER, J. D. 2000: Hydrothermal Systems: Doorways to Early Biosphere Evolution. – *GSA Today* **10**, 1–9.

FERRERI, V. 1985: Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale. – *Rend. Accad. Sc. Fis. e Mat.* **52**, 1–47.

FOLK, R. L. 1993: SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. – *Journ. of Sed. Petrology* **63**, 990–999.

FOLK, R. L. & CHAFETZ, H. S. 1983: Pisoliths (Pisoids) in Quaternary Travertines of Tivoli, Italy. – In: PERYT, T. M. (Ed.): Coated Grains Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 474–487.

FOLK, R. L., CHAFETZ, H. S. & TIEZZI, A. P. 1985: Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy. – In: SCHNEIDERMANN N. & HARRIS P. (Eds): Carbonate cements, *SEPM Spec. Publ.*, **36**, 349–369.

FORD, T. D. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. – *Earth-Science Reviews*, **41**, 117–175.

FOUKE, B.W., FARMER, J. D., DES MARAIS, D. J., PRATT, L., STURCHIO, N. C., BURNS, P .C. & DISCIPULO, M. K. 2000: Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot-springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.). – *Journ. of Sed. Research* **70**, 565–585.

GOLUBIC, S. 1969: Cyclic and non cyclic mechanism in the formation of travertine. – *Verh. Inter. Verein Limnol.* **17**, 956–961.

GOLUBIC, S. 1973: The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. – In: CARR, N. G. & WHITTON, B. A. (Eds): The Biology of the Blue-Green Algae, Blackwell, Oxford, 434–472.

GOLUBIC, S., VIOLANTE, C., FERRERI, V. & D'ARGENIO, B. 1993: Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Roccchetta a Volturno, Central Apennines). – *Boll. Soc. Paleont. It. Spec. vol.* **1**, 231–247.

GUO, L. & RIDING, R. 1999: Rapid facies changes in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy. – *Sedimentology* **46**, 1145–1158.

IRON, G. & MULLER, G. 1968: Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwabische Alb Germany. – In: MUELLER, G. & FRIEDMAN G. M. (Eds): Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 157–171.

KEMPE, S., KAZMIERCZAK, J., LANDMANN, G., KONUK, T., REIMER, A. & LIPP A. 1991: Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. – *Nature* **349**, 605–608.

LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *Journ. of Geology* **72**, 68–83.

MARTÍN-ALGARRA, A., MARTÍN-MARTÍN, M., ANDREO, B., JULIA, R. & GONZÁLES GÓMEZ, C. 2003: Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicator of the paleohydrolological and paleoclimatological evolution of a karst massif. – *Sedimentary Geology* **161**, 217–228.

MONTY, C. L. V. 1976: The origin and development of cryptalgal fabrics. – In: WALTER, M. R. (Ed.): Stromatolites, Elsevier, New York, 193–250.

PENTECOST, A. 1978: Blue-green algae and freshwater carbonate deposits. – *Proc. Roy. Soc. London* **200**, 43–61.

PENTECOST, A. 1990: The Formation of travertine shrubs; Mammoth Hot Springs, Wyoming. – *Geol. Mag.*, **127**, 159–168.

PENTECOST, A 1995: The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. – *Quaternary Science Review* **14**, 1005–1028.

PERYT, T. M. (Ed.) 1983: Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1–655.

SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H. G. & LE CAMPION-ALSUMARD, T. H. 1983: Algal micro-reefs. Coated grains from freshwater environments. – In: PERYT, M. T. (Ed.): Coated Grains, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 284–298.

VIOLANTE, C., D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & GOLUBIC, S. 1994: Quaternary travertines at Rocchetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system. *I.A.S. 15th Reg. Meet., April, 1994, Ischia, Guide Book to the field trip*, 3–23.

VIOLANTE, C., FERRERI, V. & D'ARGENIO, B. 1996: Modificazioni geomorfiche legate alla deposizione di travertino. Il Quaternario. – *Italian Journ. of Quaternary Sciences* **9**, 213–216.

WEED, W. H. 1889: Formation of travertine and siliceous sinter by vegetation of hot springs. – *U. S. Geol. Survey, 9 th Annual Report for* **1887–88**, 619–676.

Received: 2004. 03. 05.

Földtani Közlöny 134/2, 219–225. (2004) Budapest

The importance of mollusc fauna in the study of travertine deposits

A Mollusca-fauna jelentősége a travertínó-kutatásban

Endre KROLOPP[1]

(4 figures)

Keywords: travertines, mollusc fauna, biostatigraphy, palaeoecology
Tárgyszavak: travertínó, Mollusca-fauna, biosztratigráfia, paleoökológia

Összefoglalás

A travertínó különböző üledéktípusaiban a Mollusca-maradványok sokszor tömegesen fordulnak elő. A kvarter malakológiai vizsgálatok két legjelentősebb területe a biosztratigráfia és a környezet-rekonstrukció. A munka az elvi- módszertani ismertetés mellett a magyarországi kutatások legfontosabb eredményeiről tájékoztat.

Abstract

Mollusc shells often occur in large numbers in various types of travertines. The two main fields of Quaternary (Quarter malacological) studies are: biostratigraphy and reconstruction of the palaeoenvironment. The present study gives information about the latest results of Hungarian investigations and deals with methodological and theoretical questions.

Introduction

Mollusc shells, – i.e. that of bivalves and snails – are composed mainly of calcium carbonate. Consequently they are frequent large quantities in masses in Quaternary sediments, especially in the carbonatic ones. A study of these shells may supply important data about the age and the sedimentary environment of the deposits.

Aquatic and terrestrial species occur with equal frequency in different types of travertines. The shells of the aquatic ones may be embedded *in situ* (thanatocenosis) or may be carried together from different biotopes, forming a taphocenosis. A small number of the terrestrial forms live on aquatic plants (reed, sedge etc.). After their death the shells fall directly into the water. Most of the terrestrial forms are carried in from the surrounding land. In both cases a taphocenosis is formed.

Mollusc remnants may be found in any type of travertine in the broad sense, but they are most significant in the soft types of sediments. In the hard, compact rock types the shells get dissolved during the diagenesis or their material may be replaced by crystalline calcite. In this way the malacological material is mainly in the form of moulds. Moulds and neomorphically replaced shells are often difficult to distinguish. This may cause difficulties in dating.

1 Geological Institute of Hungary, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

In loose, soft limestones well-preserved shells may often be found. The cleaning of these may involve long, hard work and the shells generally get injured in spite of the most careful work. Consequently, material suitable for a quantitative evaluation is difficult to obtain from loose or friable travertines. This is inconvenient in determining the age or environment.

Malacological studies are most important in the case of fauna embedded in soft fine-grained sediments (calcareous mud, sand or lacustrine chalk). These often contain masses of well-preserved molluscs. The shells may easily be extracted in order to acquire malacological material for quantitative evaluations. I proposed a method in the early 1950s. A measured sample of five to ten kilogrammes was taken for washing. It was washed through a sieve with a mesh of 0.8 mm (KROLOPP 1995). The dried result was then sorted and found to contain fauna in its original composition and suitable for a quantitative evaluation.

Palaeosols intercalating travertine deposits may also contain rich mollusc fauna. The preparation and evaluation may be similar to those mentioned above. Unfortunately, most palaeosols do not contain mollusc shells because humic acids may dissolve them during diagenesis.

Studies can be completed by evaluating post-travertine events. Travertines may be overlaid by younger loess, or sandy layers. These also may contain molluscs. Rich fauna may occur in fissures of the travertine deposits. These fauna may help in evaluating the age of travertines (*"ante quem* dating").

Fine-grained sediments within travertines, as mentioned before, often contain rich aquatic and terrestrial fauna. The complete list of given localities could contain as many as 80 to 100 species (KROLOPP 1990), while the number of species of all Hungarian Pleistocene localities is 208 (KROLOPP 2003). Consequently a malacological study of travertines can make a huge contribution to our knowledge about the whole Hungarian Pleistocene mollusc fauna, regarding its taxonomy, stratigraphy, and palaeoecology.

The main goal of the malacological studies of Quaternary travertines is, as always, biostratigraphy and reconstruction of the environment.

Biostratigraphy

Conidering the importance of quaternary fauna for biostratigraphy, it is clear that the evolution of most vertebrates, especially of rodents is much quicker than that of molluscs. Consequently, vertebrate fauna have a priority in Quaternary stratigraphy. In travertine deposits, however, vertebrate fossils occur only sporadically and this increases the importance of molluscs in this respect. The malacostratigraphical scheme (KROLOPP 1983) proposed for the Hungarian Pleistocene may serve as a base for the chronology of travertine deposits (*Fig. 1*).

Based on the mollusc fauna, it was possible to date many Hungarian travertine deposits more accurately in accordance with other stratigraphic methods. The location of some important localities in NW Transdanubia is shown in *Fig. 2*. Their malacostratigraphic ranges are displayed in *Fig. 1*.

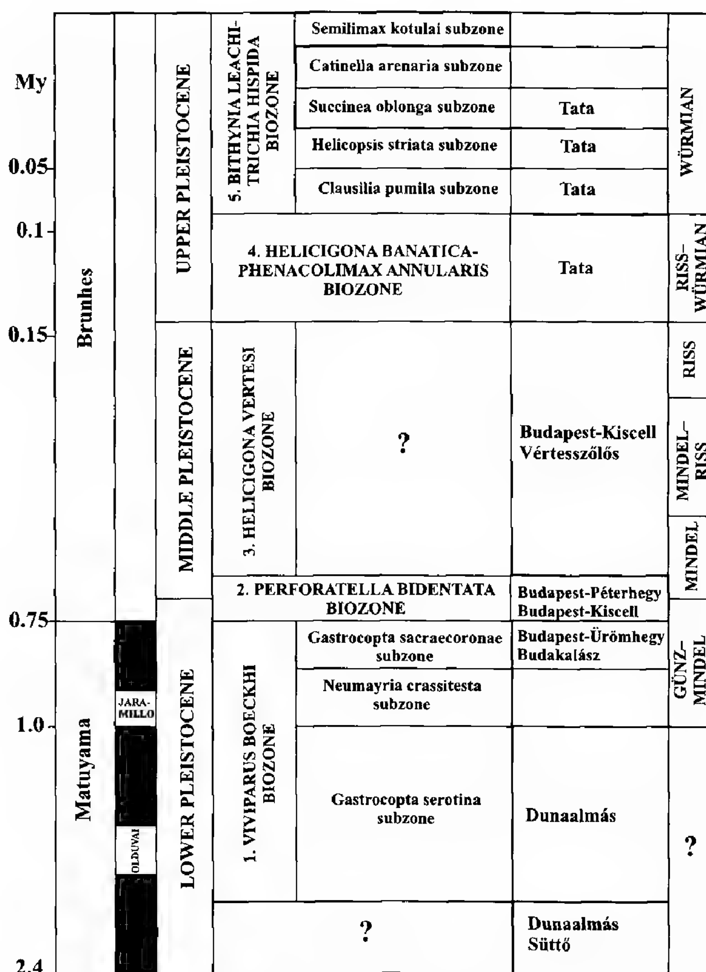


Fig. 1 The stratigraphic division of the Pleistocene based on malacofauna (not time-proportional) and the stratigraphic position of the travertine localities mentioned in the article

1. ábra. A pleisztocén malakosztratigráfiai tagolása (nem időarányos) és a cikkben szereplő travertínó lelőhelyek rétegtani besorolása

The reconstruction of the palaeoenvironment

It is well-known that molluscs are sensitive to environmental changes. Consequently, most palaeoecological data for Pleistocene deposits have been based on mollusc fauna. The theoretical and practical basis of such studies was the fact that most Pleistocene mollusc species are still living, thus their ecological demands may be determined by zoological observations.

There are two important fields of the environmental reconstruction of travertines, using molluscs:

- Reconstruction of the aquatic sedimentary environment,
- Reconstruction of the broad environment.

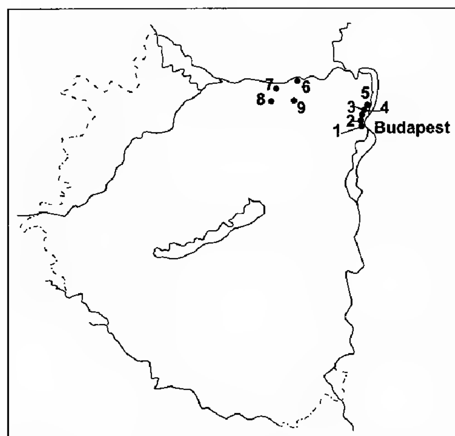


Fig. 2 The most important travertine occurences in the area of NW Transdanubia. 1 Budapest–Vár-hegy, 2 Budapest–Kiscell, 3 Budapest–Üröm-hegy, 4 Budapest–Péter-hegy, 5 Budakalász, 6 Süttő, 7 Dunaalmás, 8 Vértesszőlős, 9 Tata

2. ábra. Az északnyugat-dunántúli jelentősebb travertínó előfordulások helye. 1. Budapest–Vár-hegy, 2. Budapest–Kiscell, 3. Budapest-Üröm-hegy, 4. Budapest–Péter-hegy, 5. Budakalász, 6. Süttő, 7. Dunaalmás, 8. Vértesszőlős, 9.Tata

Palaeoecological data for the aquatic mollusc fauna

The main ecological factors for aquatic molluscs are: temperature and chemistry of the water, speed of currents, depth, and vegetation. As the bulk of Hungarian travertines were deposited from lukewarm or warm karstic springs, the best application of malacological studies is the reconstruction of paleo-water-temperatures.

Zoological studies have demonstrated that in hot springs a significant mollusc fauna might live in temperatures up to about 25 °C (ISSEL 1901; STARMÜHLNER 1957). However the number of species, decreases significantly near to this temperature limit. Above this value – i.e. up to about 35 °C – only some ecologically highly tolerant species live. Furthermore some termophilous forms of other species appear, adapted to high temperatures. These latter differ in size or shell morphology from the more usual species.

In the NW part of Transdanubia (W region of Budapest, Budakalász, Süttő, Dunaalmás, Vértesszőlős, Tata, *Fig.* 2) in the compact hard layers of Pleistocene travertine only a few mollusc species were found. These are forms of high ecological tolerance. In many cases there are no molluscs in these layers. This fact, however, does not point unequivocally to a water temperature above 35 °C; other factors also may cause an absence of the fauna. Other data must also be taken into consideration (KORPÁS 2003).

Loose, friable travertine layers of the same region yield slightly more rich aquatic mollusc assemblages. These point to water temperatures of about 25 °C. This was valid in the case of some travertines from Budapest-Kiscell, Dunaalmás, Vértesszőlős and Tata.

Mollusc fauna in fine-grained sediments (calcareous mud, calcarenite, oolite) are generally rich in the number of species. One may conclude that the water temperature was probably between 20–25 °C. Such a temperature was inferred for the lime-mud layer at Üröm-hegy, Péter-hegy, Vár-hegy, Kiscell (Budapest) as well as for Dunaalmás, Vértesszőlős and Tata (*Fig.* 2). There are local particularities, as well. At Budakalász, the species *Fagotia acicularis* was represented by distinctly, ornamented specimens. Here the water temperature might have been as high as 25–27 °C. The same range of temperature was inferred for the lower part of the lime-mud layers at Üröm-hegy, where two species of aquatic snails lived. One of species was characterised by a shell that

was significantly different from those living in cold water. The upper part of the lime-mud layer reflects the shoaling and cooling of the spring pond. Earlier this pond was deeper and quite big (the remains of *Hippopotami* have even been found here). The higher number of mollusc species point to a water temperature of around 18–20 °C.

Experts in malacology recognised very long ago that there is a relationship between water temperature and shell size. In hot waters we find small specimens of species which generally lived in waters of changing temperature. An increase in water temperature causes a decrease in shell size. In the outflows of geysers in Iceland STARMÜHLNER (1957) produced data about the shell sizes of the snail *Radix peregra* and the water temperatures; the latter also point to the above-mentioned relationship.

Bithynia tentaculata specimens living in thermal waters in Hungary are small-sized (*Bithynia tentaculata* f. *thermalis*). Fossil specimens from lime-mud in a travertine sequence of Budapest–Kiscell are slightly bigger than the mentioned extant ones. The size distribution curves of these, and as others from normal surface waters (about 14 °C) have been estimated and also for populations living in thermal springs (24 °C). From these data a palaeo-water temperature of 22.4 °C could be calculated (*Fig. 3*) for the Kiscell spring-waters.

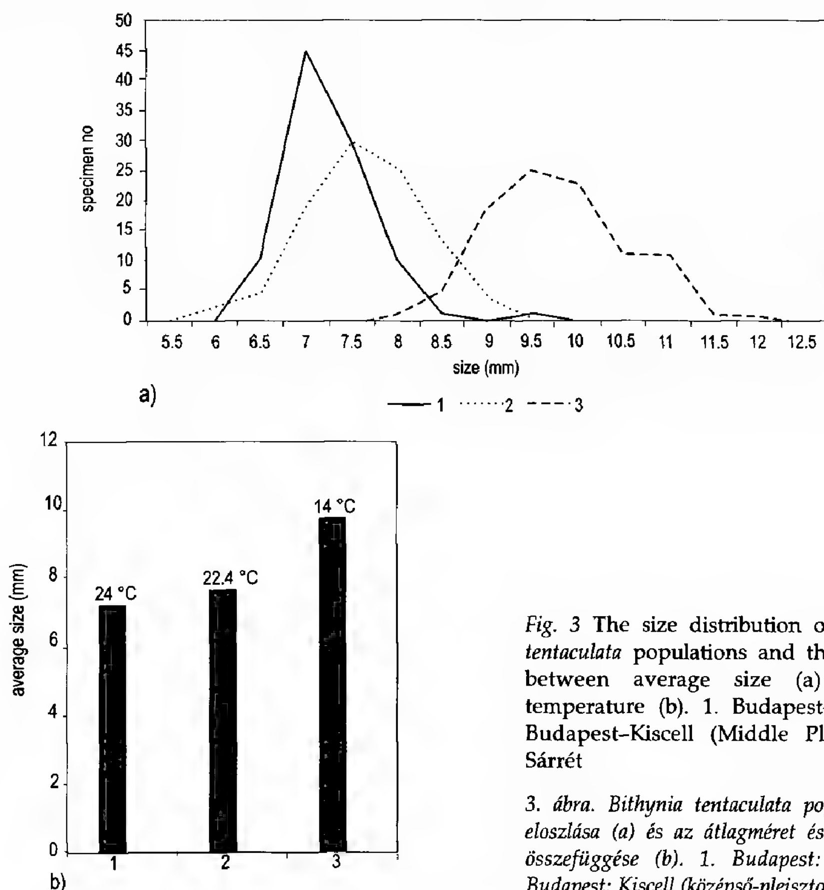


Fig. 3 The size distribution of the *Bithynia tentaculata* populations and the relationship between average size (a) and water temperature (b). 1. Budapest–Malom-tó, 2. Budapest–Kiscell (Middle Pleistocene), 3. Sárrét

3. ábra. Bithynia tentaculata populációk méreteloszlása (a) és az átlagméret és vízhőmérséklet összefüggése (b). 1. Budapest: Malom-tó, 2. Budapest: Kiscell (középső-pleisztocén), 3. Sárrét

From the aquatic mollusc fauna of the lime-mud layers it is possible to draw other conclusions about the sedimentary environment. For example a high species diversity indicates a varied environment with abundant, lush vegetation. A strong current influences the shell growth in a similar way to the water temperature. From the ratio of lung (pulmonate) and gill (branchiate) snails it is possible to calculate the oxygen content of the water. Evidently, these data need to be evaluated in a complex way – i.e. data from various localities must be considered.

Reconstruction of the broad environment

The broader environment influences the deposition of travertine as well. For a reconstruction the terrestrial molluscs of the layer can be used.

The most important environmental factor is the climate. Terrestrial snails are all under the influence of microclimatic conditions. It is these conditions which need to be reconstructed first. However, it is evident, that the microclimate is influenced by macroclimatic conditions. From the terrestrial molluscs of a travertine deposit suppositions can be made about the climate. If mollusc fauna change in the sequence, this may reflect climatic changes.

For terrestrial gastropods the most important climatic factors are temperature and humidity. These influence the qualitative and quantitative composition of the fauna mainly through the vegetation, albeit not directly. Consequently, those materials, which can be evaluated quantitatively are of special importance. Such fauna are primarily those preserved in lime-mud layers.

It is apparent that the environment of different travertine deposits is highly variable with respect to climate and vegetation. This is not only due to their differing settings but also to their different ages. However, some general observations can be mentioned.

In the travertine deposits of NW Transdanubia, from compact and loose, friable rocks there was absolutely no malacological sign of a cool climate. Thus it is plausible that all these deposits were formed in climates similar to the present

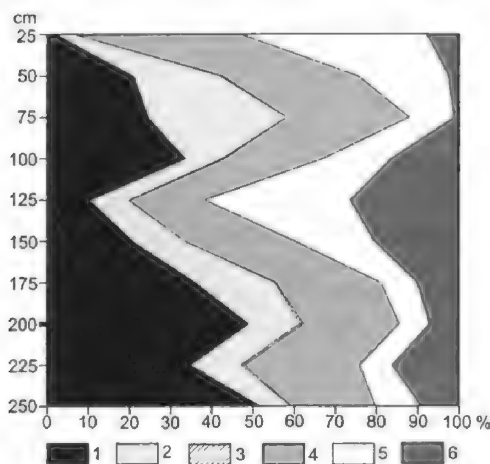


Fig. 4. Changes in the specimen number of the malacological groups formed with regards to the ecological needs of the individual species for the Budapest-Péterhegy site. 1 xerothermophylous species, 2 species favouring warm and humid conditions, 3 outliers, 4 hygrophylous species, 5 cold-resistant hygrophylous species, 6 cold-resistant xerophylous species

4. ábra. A Budapest: Péter-hegyi lelőhely ökológiai igények szerint csoportosított csigafaunájának egyedszámarány változásai. 1. xerotherm fajok, 2. melegigényes higrofilek, 3. nem besorolhatők, 4. higrofilek, 5. hidegtűrő higrofilek, 6. hideg- és szárazságtűrők

one, or even under warmer climates, at least those deposits that contain mollusc shells which can be distinguished. Only some fauna indicate a climate cooler than the present one. These were found in lime mud layers at Tata and Budapest–Kiscell, as well as in a loess-layer intercalating a travertine at Vértesszőlős (KROLOPP 1969, 1990). A climate warmer than the present one could be detected at Tata, Vértesszőlős, Budakalász and at some localities in Budapest. These climates may have been more arid or sometimes more humid than the one of today.

From a quantitative analysis of terrestrial snail fauna of travertine sequences the nature and trend of changes in the environment can be deduced, especially changes, primerily in the climate. Such details could help in dating the sediments (ecostratigraphy). *Figure 4* illustrates the changes in the proportion of specimens belonging to ecologically-grouped species, (with respect to the travertine sequence at Péter-hegy, Budapest). The diagram indicates a lower Pleistocene climatic change, when a period of cooling was followed by a dry hot period.

References – Irodalom

ISSEL, R. 1901: Saggio sulla fauna termale italiana. – *Atti della R. Acad. di Torino* **36**, 53–74.

KORPÁS, L. 2003: Basic pattern of Quaternary travertine: a rev. - review with special regard to the Hungarian deposits. – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 131–148.

KROLOPP, E. 1969. Die jungpleistozäne Molluscenfauna von Tata (Ungarische VR). – *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissen. Reihe A. Geologie und Paläontologie* **14**, 491–505.

KROLOPP, E. 1983: Biostratigraphic division of Hungarian Pleistocene formations accordingto their mollusc fauna. – *Acta Geologica Hungarica* **26**, 69–82.

KROLOPP, E. 1990: Molluscan fauna from Vértesszőlős. – In: KRETZOI, M. & DOBOSI V. (Ed.): Vértesszőlős – Site, Man and Culture. 163–182. Akadémiai Kiadó, Bp.

KROLOPP, E. 1995: Biostratigraphic division of Pleistocene formation in Hungary according to their mollusc fauna. – In: FŰKOH, L. (ed.): Quaternary Malacostratigraphy in Hungary. – *Malacological Newsletter*, Suppl. **1**, 17–78.

KROLOPP, E. 2003: Mollusc species of the Hungarian Pleistocene formations (as of Dec 31 of year 2002). – *Malakológiai Tájékoztató* **21**, 13–18.

STARMÜHLNER, F. 1957: Ergebnisse der österreichischen Island-Expedition 1955. Zur Individuendichte und Formänderung von Lymnaea peregra Müller in isländischer Thermalpiotopen. – *Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss., Wien, math.-nat. Kl.* I. **166/ 7–8**, 331–384.

Received: 2004. 02. 27.

Földtani Közlöny 134/2, 227–236. (2004) Budapest

Magnetostratigraphic correlation of Quaternary travertine sequences in NE Transdanubia

Északkelet-dunántúli negyedidőszaki édesvízi mészkőszelvények magnetosztratigráfiai korrelációja

Miklós LANTOS

(Figures 10)

Keywords: magnetostratigraphy, North-eastern Transdanubia, Pleistocene, travertine
Tárgyszavak: magnetosztratigráfia, ÉK–Dunántúl, negyedidőszak, édesvízi mészkő

Összefoglalás

Az ÉK–Dunántúlon hét édesvízi mészkő előfordulás mintáin készült magnetosztratigráfiai korreláció, a szelvények helye: Buda, Budakalász, Dunaalmás, Les-hegy, Süttő, Tata és Vértesszőlős. A mágnesezettség iránya 200–300 °C fölött volt stabil. A termikus lemágnesezési diagramok és a röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint a mágnesezettség hordozója hematit és magnetit. Az inklináció alapján meghatározott polaritás zónákat radiometrikus korok és ősléntytani eredmények segítségével korreláltuk a földmágneses polaritás–idő skálával.

A kísérleti magnetosztratigráfiai korreláció szerint az egyes szelvények az időskála diszkrét szakaszain helyezkednek el. Süttő (Haraszti kőfejtő), Dunaalmás és Les-hegy mészkövei korapleisztocén korúak. A budai (ÉK Vár-hegy) és budakalászi rétegsorok valószínűleg az 1,1–0,5 Ma intervallumban képződtek, míg a vértesszőlősi ősember lelőhely és a tatai kőfejtő rétegei a Brunhes kron középső és fiatalabb része idején.

Abstract

Magnetostratigraphic studies were carried out on samples from seven travertine sites in NE Transdanubia: Buda, Budakalász, Dunaalmás, Les-hegy, Süttő, Tata and Vértesszőlős. Stable directions of magnetisation were revealed above 200–300 °C. Thermal demagnetisation diagrams and X-ray diffraction analysis indicate that the magnetisation resides in haematite and magnetite. Polarity zones, defined by inclinations, have been correlated with the geomagnetic polarity time scale employing radiometric ages and results of palaeontological studies. Tentative magnetostratigraphic correlations indicate that the individual sections occupy discrete parts of the time-scale. The travertines in the Haraszti quarry (Süttő), Dunaalmás and Les-hegy quarries are early Pleistocene in age. The NW Vár-hegy (Buda) and Budakalász sequences appear to have accumulated in the interval between 1.1–0.5 Ma, whereas the travertines at the palaeolithic site in Vértesszőlős and Tata quarry were deposited during the middle and younger part of the Brunhes chron.

Introduction

Magnetostratigraphy can be a useful method for dating sedimentary sequences if they are long enough in time. Recent observations and their extrapolations indicate that travertine deposits may form over a period of several thousand years, as summarised by KORPÁS (2003) and FORD & PEDLEY (1996). In this case the magnetostratigraphy is useless, and no study on travertine has been reported yet.

[1]Geological Institute of Hungary, Budapest, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

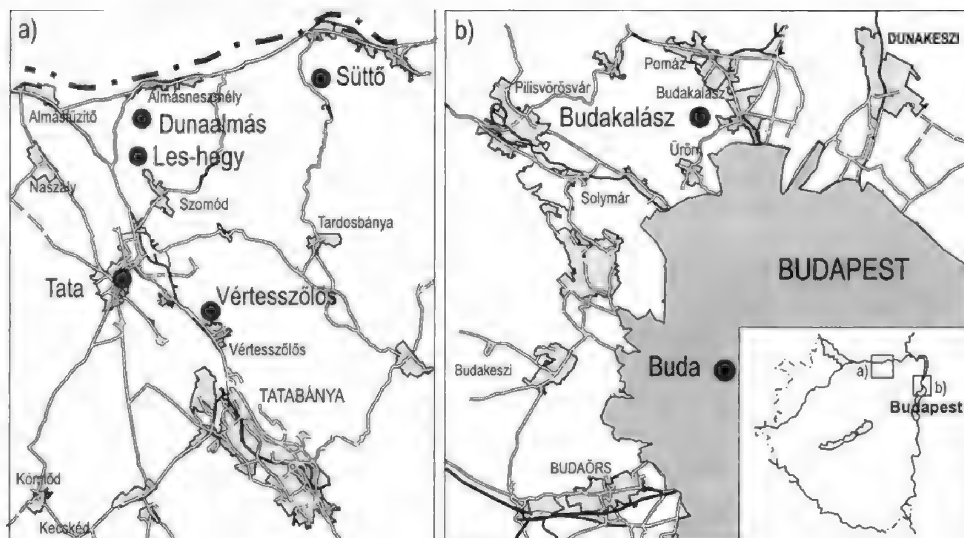


Fig. 1 Location maps of travertine sites in North-eastern Transdanubia

1. ábra. A travertínó előfordulások helyszínrajzai

However, extrapolation included the assumption that the depositional environment did not change during the entire formation of travertine. This assumption is invalid for the relatively thick sequences in NE Transdanubia, because the travertines are divided by discontinuity surfaces and interlayered with fine clastics and palaeosols related to subaerial exposures (e.g. see KORPÁS 2003). These horizons have great lateral continuity. The length of break in deposition is unknown but the time of accumulation of interlayered beds can be estimated. The 0.5 m-thick, weakly-developed palaeosol within the Buda section (BAJNÓCZY et al. 2003) may have formed over 10 ka, considering that 30 m thick Pleistocene red clay formed over 700 ka based on magnetostratigraphic correlation (KOLOSZÁR et al. 2001). Thus the travertine below and above the palaeosol may have formed in two (or more) different oxygen isotope stages. The period-time of the oxygen isotope cycles ranges from 40 to 100 ka in the Pleistocene (e.g. SHACKLETON et al. 1990), hence the formation of the entire travertine sequence is of the order of 100 ka.

Magnetostratigraphic studies were carried out on seven inactive travertine sites in NE Transdanubia (Fig. 1). The sites chosen were as follows; Vár-hegy, (Fortuna u. 25 and Táncsics u. 5), Buda; Monalovác-hegy (southern part of the quarry), Budakalász; Roman quarry and quarry no. 4; Dunaalmás, quarry on the topof Les-hegy (near Szomód); Új Haraszti and Diósvölgyi quarries, Süttő; Tata quarry (below the high school) and Vértesszőlős (palaeolithic site). The object was to develop geomagnetically controlled time-lines that could serve to place the travertine sections in the time-scale. The basic pattern of the travertine sequences is described in KORPÁS (2003). This paper presents the results of the magnetostratigraphic studies and gives atentative correlation of the polarity zones with the time-scale.

Sampling and laboratory procedures

Oriented hand samples were collected from undisturbed and unaltered rocks at ~0.5 m vertical intervals. The palaeomagnetic samples were cut into cubic shapes with a bronze-diamond saw. The usual practice was to obtain two samples from the same stratigraphic level. The interlayered, fine-clastic and palaeosol layers were also sampled. The loose and wet samples were placed in cubic plastic boxes which then were sealed. Altogether, 400 oriented samples were collected from 240 stratigraphic levels.

The samples were processed in the joint laboratory of the Geological Institute of Hungary and the Eötvös Loránd Geophysical Institute. Magnetisation of samples was measured in a CCL two-axis cryogenic magnetometer. The samples were demagnetised in a Schoenstedt thermal demagnetiser or in a one-component Schoenstedt alternating field demagnetiser.

Following measurements of the natural remanent magnetisation (NRM), a series of pilot samples representing various types of rock and different magnetic directions were selected for progressive demagnetisation. Initially both thermal and alternating field (AF) demagnetisations were carried out. AF demagnetisation was less efficient in the limestone, therefore later the travertines were only thermally demagnetised. All loose samples were progressively demagnetised in an alternating field, and the soft, secondary magnetisation disappeared at 15–20 mT.

Thermal demagnetisation diagrams indicated that secondary magnetisations disappeared at 200–300 °C (*Fig. 2*). Stable directions of magnetisation were revealed above 450 °C. Remaining samples were demagnetised in two (three) stages in the range of 200–350 (450) °C; the intensity decreased near the noise level of the magnetometer at higher temperatures. Most samples displayed no changes in polarity with demagnetisation. Samples that did not contain stable original directions were discarded.

Stable directions above 575 °C on the thermal demagnetisation diagrams suggest the presence of haematite (*Fig. 2*). X-ray diffraction analysis revealed haematite in all sequences and magnetite across the Tata section and at the top of Les-hegy (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004, in press). Goethite was observed in only 20% of samples. As seen on the demagnetisation diagram in *Fig. 2a*, the influence of goethite on stable inclination does not appear to be important. In addition, inclinations of samples containing goethite are commonly similar to inclinations from adjacent samples lacking goethite. Maghemite was identified by X-ray diffraction analysis only in two sections, in two samples from Tata and many samples from Les-hegy (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004, in press). Maghemite is a secondary mineral, therefore many samples in the Les-hegy section may display secondary directions.

The foregoing observations indicate that haematite and magnetite are the principal carriers of stable magnetisation in the travertine sequences and also indicate a minor alteration of the minerals in the samples except for the Les-hegy section. Therefore, the stable directions are considered to reflect original magnetisation acquired during deposition. However, some shallow negative inclinations, one-sample normal polarity reversals and a large part of the Les-hegy section may be related to a secondary magnetisation.

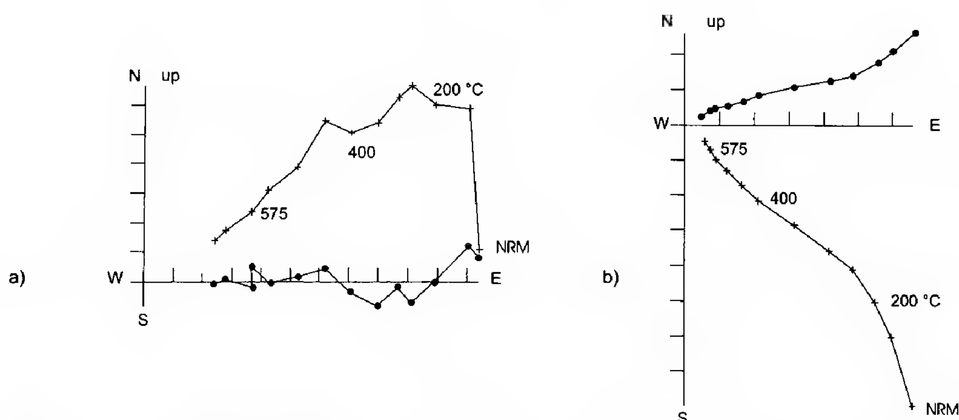


Fig. 2 Orthogonal demagnetisation diagrams for samples a) Vértesszőlős 3.3 m, b) Tata 8.4 m. + = vertical plane, ·● = horizontal plane

2. ábra. Ortogonális lemágnesezési diagramok a) Vértesszőlős 3,3 m, b) Tata 8,4 m. + = vertikális sík, ·● = horizontális sík

The polarity zones have been defined by the inclinations excluding one-sample normal polarity intervals. Interpretation of declinations is difficult because the secular variation is not averaged-out in the samples. Plots of inclinations and polarity zones of the individual sections are shown in *Figures 3–9.*

Magnetic susceptibility in the travertine

During recent decades many loess, lacustrine and marine sections have been studied for magnetic susceptibility (MS), and it was found that changes in MS reflect climatic changes. A close correspondence between the MS and the marine oxygen isotope record was also found in Pleistocene fluvial sediments in the eastern part of the Pannonian Basin (NÁDOR et al. 2000, 2003).

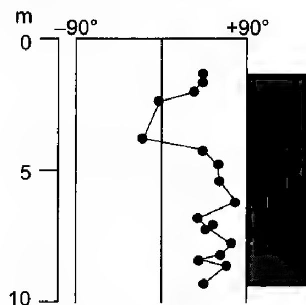


Fig. 3 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the section in Tata quarry

3. ábra. A tatai kőfejtő szelvényének inklinációja és polaritása a mélység függvényében

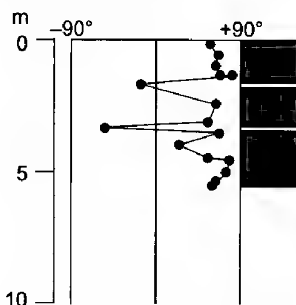


Fig. 4 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the Vértesszőlős section. The profile is adjacent to hominoid site marker in the palaeolithic site

4. ábra. A vértesszőlősi szelvény inklinációja és polaritása a mélység függvényében. A szelvény az ősember lelet táblája mellett húzódik

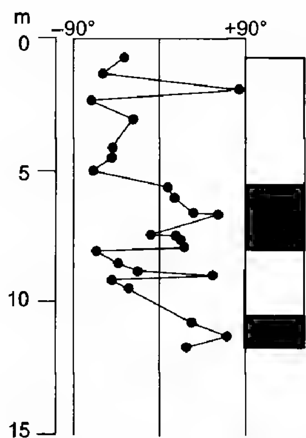


Fig. 5 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the composite section at Buda, Vár-hegy (Fortuna u. 25 and Táncsics u. 5)

5. ábra. A Buda, Vár-hegy (Fortuna u. 25. és Táncsics u. 5.) kompozit szelvény inklinációja és polaritása a mélység függvényében

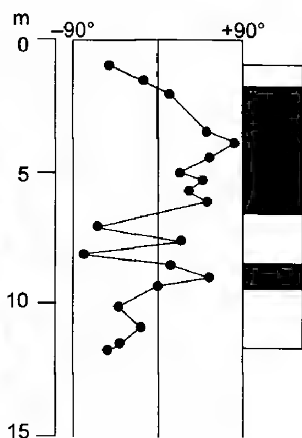


Fig. 6 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the Budakalász section

6. ábra. A budakalászi szelvény inklinációja és polaritása a mélység függvényében

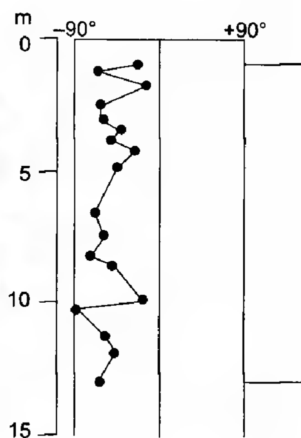


Fig. 7 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the quarry no. 4 at Dunaalmás

7. ábra. A dunaalmási 4. sz. kőfejtő szelvényének inklinációja és polaritása a mélység függvényében

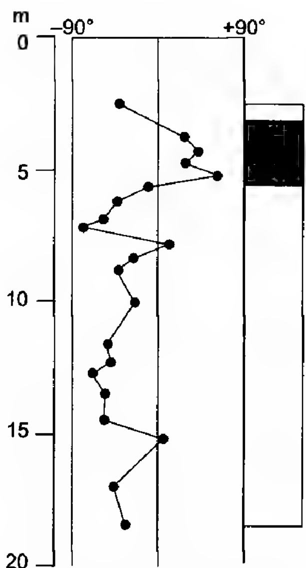
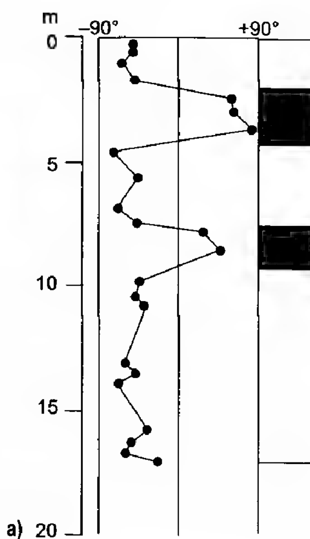


Fig. 8 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the section in the quarry on Les-hegy

8. ábra. A Les-hegy kőfejtőjének inklinációja és polaritása a mélység függvényében



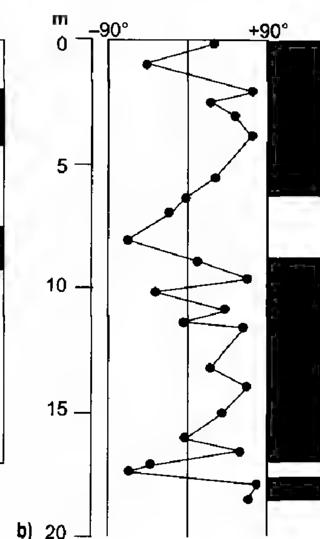


Fig. 9 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the Süttő sections . a) Új Haraszti quarry, b) Diósvölgyi quarry

9. ábra. A süttői szelvények inklinációja és polaritása a mélység függvényében. a) Új Haraszti kőfejtő, b) Diósvölgyi kőfejtő

Magnetic susceptibilities of the samples were measured with a Sapphire Instrument SI-2. Many samples show low negative and rather uniform susceptibilities. Significant fluctuations have been found within and near the interlayered detrital strata where the amount of calcium carbonate decreases.

The travertines consist of almost pure, very low-magnesian calcite with a small amount of clay minerals, quartz and very little haematite and magnetite (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004, in press). The susceptibility of calcium carbonate and quartz is a very low negative value, the clay minerals have low positive MS, whereas the haematite and magnetite have a high positive MS. The measured susceptibility is dependent upon susceptibilities of all grains in the sample. The negative MS is due to the almost pure calcium carbonate, and a positive MS indicates a higher abundance of clay minerals. The haematite and magnetite play a minor role in the susceptibility of travertine because of their very small quantities. Changes in susceptibility of the travertine sequences appear to reflect mainly differences in clay content, and it is controlled not only by climate but also by local depositional conditions. Consequently, the relation between the susceptibility record and climate in the travertine sections is not as straightforward as in the detrital sequences.

Correlation of polarity zones and polarity time-scale

The polarity zones have been correlated with the time-scale of BERGGREN et al. (1995), employing radiometric ages and the results of palaeontological studies. The Tata section shows a normal polarity zone (*Fig. 3*). Radiometric ages of 101±10 and 98±8 ka were determined by HENNIG et al. (1983) and 120±6 ka by SCHWARCZ (1980) for the travertine. Therefore the normal polarity interval correlates with the younger part of the Brunhes chron (*Fig. 10*).

The Vértesszőlős site has a special importance because a part of a hominid skull and human artefacts were found here. Several palaeomagnetic samples from the quarry had been measured earlier and all displayed normal polarity (LATHAM & SCHWARCZ 1990). The recent inclination record near the hominid site marker shows a predominantly normal polarity interval with two brief reversed polarity zones (*Fig. 4*). Samples were also collected and processed from another profile (N of the covered area) and the two records are similar. The two sections can be correlated by means of palaeomagnetic inclinations, mineralogical composition and stratigraphy. Reliable U/Th and ESR data range from 250 to 475 ka (CHERDINTSEV & KAZACHEVKSI 1990, HENNIG et al. 1983, BLACKWELL, personal communication). For this reason the predominantly normal polarity interval at Vértesszőlős correlates with the middle part of the Brunhes chron (*Fig. 10*).

The Castle Hill (Vár-hegy) on the Buda side of Budapest is covered by travertine. The entire sequence was not accessible in one cellar, and the individual sections are shown in KORPÁS et al. (2004, in press). The base of the composite section exhibits normal polarity, the overlying reversed polarity interval is followed by a normal polarity zone and the top of the section is reversed again (*Fig. 5*).

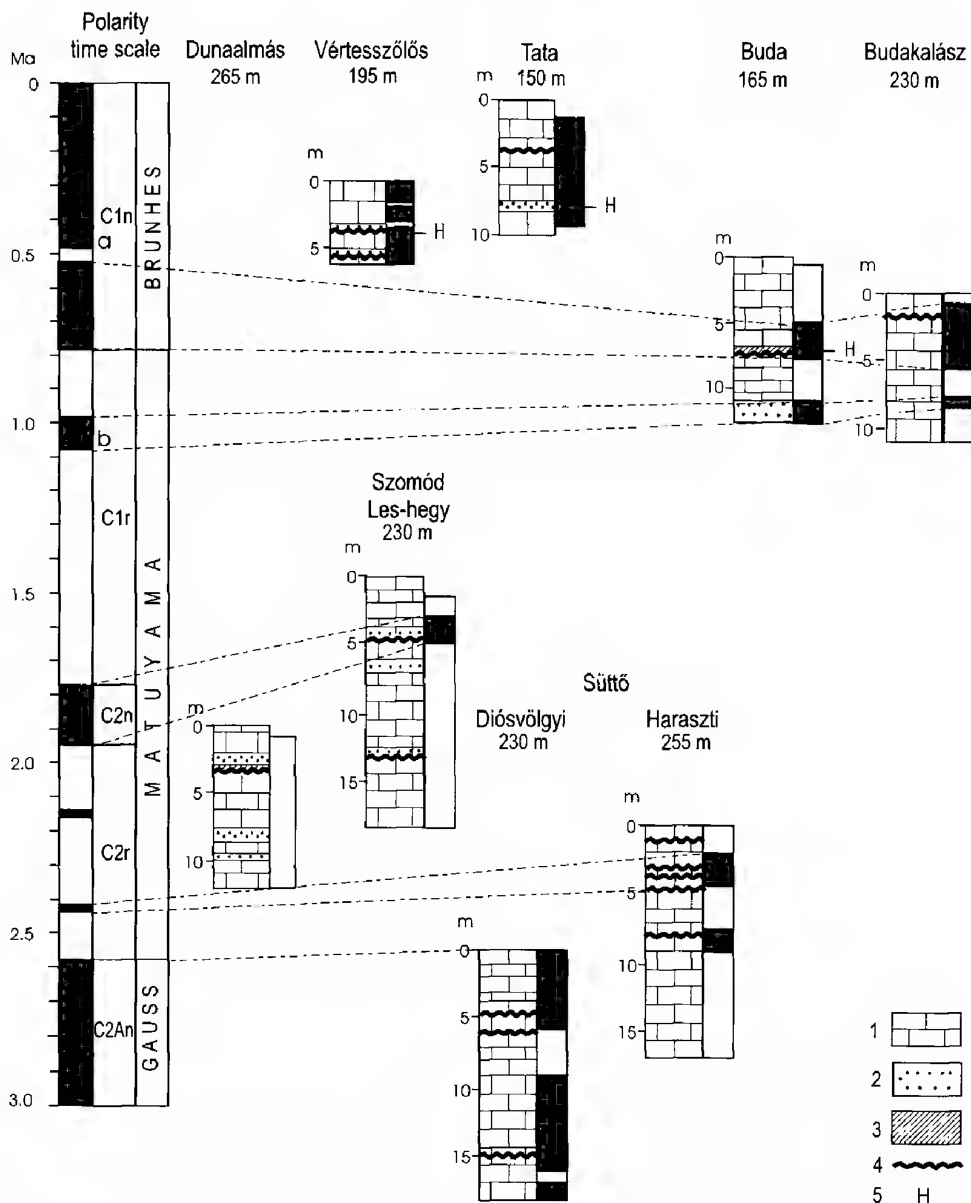


Fig. 10 Lithology, elevation and magnetic polarity zones of the travertine sections in NE Transdanubia and their correlation with the polarity time scale. The polarity time scale is from BERGGREN et al. (1995), modified after CANDE & KENT (1995). The C2n is the Olduvai chron. Legend: 1 travertine, 2 sand, 3 palaeosol, 4 discontinuity surface, a – cryptochron C1n-1, b – Jaramillo subchron, 5 – human remain or artefact, black – normal polarity, white – reversed polarity.

10. ábra. Az ÉK-dunántúli édesvízi mészkő szelvények rétegsora, tengerszint feletti magassága, mágneses polaritása és korrelációjuk a polaritás–idő skálával. A polaritás–idő skála BERGGREN *et al. (1995) munkájából, kiegészítve* CANDE *&* KENT *(1995) adataival. A C2n az Olduvai kron. Jelmagyarázat: 1. édesvízi mészkő, 2. homok, 3. paleotalaj, 4. üledékhiány, 5. ősemberi lelet, a – C1n-1 kriptokron, b – Jaramillo szubkron, fekete – normál polaritás, fehér – fordított polaritás*

A radiometric age from the travertine close to our sections was determined as >350 ka, at the limit of the Th/U method (HENNIG et al. 1983). The vertebrate data suggest an age range from 1.0 Ma to 600 ka for the base of the travertine complex and the underlying clastic sediments (KORDOS, personal communication), and 400–350 ka for its middle part (KORDOS 1994). Therefore the normal polarity interval at the base of the Buda section can be correlated with the Jaramillo subchron (0.99–1.07 Ma). Since the youngest reversed polarity interval in the polarity time scale of BERGGREN et al. (1995) is the Matuyama chron, the correlation of the reversed polarity interval at the top of the Buda section raises problems. In the polarity time scale of CANDE & KENT (1995), a single brief reversed interval has been identified in the Brunhes chron, between 504 and 493 ka, and it is called cryptochron C1n-1. Thus the upper reversed polarity interval at the Buda section thus has been assigned to this cryptochron (*Fig. 10*).

The polarity record at Budakalász exhibits mainly normal polarity in the upper part and predominantly reversed polarity in the lower part (*Fig. 6*). The vertebrate and mollusc fossils from the upper part of the quarry are indicative of the Günz–Mindel interglacial (JÁNOSSY 1986; KROLOPP 2004, this volume). For this reason the long normal polarity interval can be correlated with the Brunhes chron and the lower, short normal interval with the Jaramillo subchron (*Fig. 10*). It is noteworthy that several samples from clastic sediments of two vertical fissures exhibit normal polarity.

An interval of reversed polarity has been recorded at Dunaalmás (*Fig. 7*), and a second section from a nearby quarry also exhibits a reversed polarity interval. An age of about 1.8 Ma was estimated for vertebrates from a 70 cm-thick palaeosol layer within the same travertine section (JÁNOSSY 1986). The re-interpretation of the fauna suggests an age of about 2.4 Ma (KORDOS 1988). Therefore the reversed polarity interval may correlate with the older part of the Matuyama chron (*Fig. 10*).

The inclination recorded at Les-hegy displays a predominantly reversed polarity (*Fig. 8*). As mentioned above, many samples in the section could have secondary directions. The reversed directions may have occurred during the Matuyama chron because this is the youngest reversed polarity interval. No radiometric age or palaeontological data are available for the travertine in Les-hegy. This site is close to Dunaalmás, and their morphological features are similar. It is very likely that the Les-hegy section is not older than the Dunaalmás sequence, thus the original inclinations were probably negative as well. The normal polarity interval in the Les-hegy section has been assigned to the Olduvai chron (C2n) and the reversed polarity intervals to the Matuyama chron (*Fig. 10*).

Samples from two different quarries were measured at Süttő, and the polarity records of the sections are different (*Fig. 9*). Palaeontological data indicate that the travertine deposits in the Süttő area are older than at Dunaalmás, and suggest an age of, at the lowest, Pleistocene (JÁNOSSY & KROLOPP 1981). Therefore the upper normal polarity interval in the Haraszti section (Fig. 9a) may correlate with the brief normal polarity cryptochron of 2.43 Ma in the polarity time-scale of CANDE & KENT (1995). The shallow normal inclinations around 8 m in the Haraszti section may reflect secondary magnetisation rather than real reversal. The predominantly normal polarity record from the Diósvölgyi quarry (*Fig. 9b*) may

correlate with the upper part of the Gauss normal polarity chron, and therefore the sequence is late Pliocene in age (*Fig. 10*).

Conclusions

Correlations with the time-scale indicate that the individual sequences occupy discrete parts of the time-scale and record discrete episodes of deposition (*Fig. 10*). The travertines in the Haraszti quarry, Süttő , Dunaalmás and Les-hegy are early Pleistocene in age, whereas the Diósvölgyi sequence, Süttő, may be late Pliocene. The Buda (NW Vár-hegy) and Budakalász sequences appear to have accumulated in the interval between 1.1–0.5 Ma, but a 100 ka break in deposition cannot be excluded. The travertines at the palaeolithic site in Vértesszőlős and Tata quarry were deposited during the middle and younger part of the Brunhes chron. As seen in *Figure 10*, travertine deposits older than 2 Ma are at an elevation higher than 230 m but the ages are not in close relationship with the elevation.

Magnetostratigraphic correlations can only be nade tentatively because the lack of accurate time control. In addition, correlations have to be based on the assumption that no break in deposition was longer than 150–200 ka. Moreover, the geomagnetic polarity time scales based on the marine magnetic record (e.g. BERGGREN et al. 1995; CANDE & KENT 1995) are incomplete. During recent decades a large number of papers have reported brief (<20 ka) reversed polarity zones in the Brunhes chron and also brief normal zones in the Matuyama chron. More than 20 brief reversals occurred during this time (e.g. SINGER et al. 2002), and only a few of them are found in the polarity time scales. Several polarity intervals in the travertine sections may correspond to some brief reversals, but their correlation is impossible now because of the lack of precise radiometric ages. The accuracy of many radiometric ages does not usually make it possible to distinguish the brief reversals one from another. Reliable and precise ages would allow the brief reversals to be identified in the travertine sequences, and would also change the present correlations.

Acknowledgements

The author is grateful to L. KORDOS, L. KORPÁS and E. KROLOPP for helping with this study: that is, from sampling to providing palaeontological and lithostratigraphic data during the project. The illustrations by O. PIROS are gratefully acknowledged. The author also thanks the two referees, E. BABINSZKI and Á. JÁMBOR for careful reviews and helpful comments. This publication is based on work sponsored by the National Scentific Research Found (OTKA), project No. T 30107.

References

BAJNÓCZY, B., DEMÉNY, A. & KORPÁS, L. 2003: Stable isotope study in a weakly developed paleosol horizon in the Quaternary Vár-hegy travertine (Budapest, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 49–160.

BERGGREN, W. A., KENT, D.V., SWISHER III, C.C. & AUBRY, M-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W. A., KENT, D.V., AUBRY, M-P. & HARDENBOL, J. (Eds): Geochronology time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Special Publication* **54**, 129–212.

CANDE, S. C. & KENT, D. V. 1995: Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – *Journal of Geophysical Research* **100**, 6093–6095.

CHERDINTSEV, V. V. & KAZACHEVSKI, I. V. 1990: Absolute date of the travertine samples. – In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V. T. (Eds): Vértesszőlős site, man and culture. – Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 547.

FORD, T. D. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. – *Earth-Science Reviews* **41**, 117–175.

HENNIG, G. J., GRÜN, R. & BRUNACKER, K. 1983: Speleothems, travertines and paleoclimates. – *Quaternary Research* **20/1**, 1–29.

JÁNOSSY, D. 1986: Pleistocene vertebrate faunas of Hungary. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 208 p.

JÁNOSSY, D. & KROLOPP, E. 1981: Die pliestozänen Schnecken- und Vertebraten-Faunen von Süttő (Travertine, Deckschichten und Spalten). – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **10**, 31–58.

KORDOS, L. 1988: The appearance in Europe of the genus Spalax (Rodentia) and the problems of the Plio-Pleistocene boundary. – *Annual Report of Hungarian Geological Institute* **1986**, 469–484. In Hungarian.

KORDOS, L. 1994: Revised biostratigraphy of the early man site at Vértesszőlős. – *Courier Forschung-Institut Senckenberg* **171**, 225–236.

KOLOSZÁR, L., LANTOS, M. & CHIKÁN, G. 2001: Correlation of the Quaternary sediments in the Görgeteg G-I and Udvari U-2A boreholes. – *Földtani Közlöny* **131/3–4**, 443–460.

KORPÁS, L. 2003: Basic pattern of Quaternary travertine: a review with special regard to the Hungarian deposits. – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 131–148.

KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FOLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STUBEN, D. & BERNER, Zs. (in press): Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest.

KOVÁCS-PÁLFFY, P. & FÖLDVÁRI, M. (in press): Mineralogy of the travertines in NE Transdanubia.

KROLOPP, E. 2004: Importance of molluscs faunas in the study of travertine deposits. This volume.

LATHAM, A. G. & SCHWARCZ, H. P. 1990: Magnetic polarity of travertine samples from Vértesszőlős. – In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V. T. (Eds): Vértesszőlős site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, 553–555.

NÁDOR, A., MÜLLER, P., LANTOS, M., THAMÓ-BOZSÓ, E., KERCSMÁR, Zs., TÓTH-MAKK, Á., SUMEGI, P., FARKAS-BULLA, J. & NAGY, E. 2000: Climate controlled sedimentary cycles in the Quaternary fluvial sequence of the Körös basin. – *Földtani Közlöny* **130/4**, 623–645.

NÁDOR, A., LANTOS, M., TÓTH-MAKK, Á. & THAMÓ-BOZSÓ, E. 2003: Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. – *Quaternary Science Reviews* **22**, 2157–2175.

SCHWARCZ, H. P. 1980: Absolute age determination of archaeological sites by uranium series dating of travertines. – *Archaeometry* **22/1**, 3–24.

SHACKLETON, N. J., BERGER, A. & PELTIER, W. R. 1990: An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **81**, 251– 261.

SINGER, B. S., RELLE, M. K., HOFFMAN, K. A., BATTLE, A., LAJ, C., GUILLOU, H. & CARRACEDO, J. C. 2002: Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. – *Journal of Geophysical Research* **107/B11, EPM 7, 1–20.**

Received: 2004. 02. 28.

Földtani Közlöny 134/2, 237–255. (2004) Budapest

History of reef-dwelling Decapod Crustaceans from the Palaeocene to the Miocene with comments about Mesozoic occurrences

A zátonylakó tízlábú rákok története a paleocéntől a miocénig — a mezozoos előfordulások rövid áttekintésével

Pál Mihály MÜLLER[1]

(1 ábra, 1 táblázat)

Keywords: Crustacea, Decapoda, Palaeocene, Miocene, reef environment, adaptation, fossilization, collection, evaluation bias

Tárgyszavak: tízlábú rákok, paleocén, miocén, zátony környezet, adaptáció, fosszilizáció,gyűjtés, hibák a kiértékelésben

Összefoglalás

A bentosz egyik, ökológiai szempontból igen nagy jelentőségű és nagy diverzitású csoportjáról, a tízlábú rákokról az őslénytani ismeretanyag nagyon szegényes, s ez különösen érvényes a zátonyokon élő együttesekre. A zátonyokon élt tízlábú rákok története tehát nehezen követhető az adatok tér- és időbeli hiányossága miatt. A kainozoikumból viszonylag több adat van, mint a mezozoikumból, ezért a paleocéntől a miocén végéig részletesebben tárgyaljuk a faunában észlelt változásokat. Az adatok zöme Európából származik.

A fosszilizálódás és a gyűjtés torzító hatása elsősorban a nagy méretű fajok megmaradásának, illetve megtalálásának kedvez. Zátonykörnyezetben a fosszilizálódás viszonylag kevéssé szelektál, viszont a gyűjtési módszer, ha felületes (ami, különösen régebben, általános volt), nagyon erősen kedvezhet a nagyobb példányok és fajok megtalálásának. Ezért gazdag, kis fajokat is tartalmazó faunákat általában az egyetemi városok, kutatóközpontok közelében hamarabb várhatunk, mint azoktól távolabb.

A betemetődési és főleg a gyűjtési torzítások hatása ugyan számszerűen nehezen vehető figyelembe, mégis segít a kiértékelésben, hamis következtetések elkerülésében.

A fauna változása az időben nem követhető pontosan, de világos, hogy a primitívebb csoportok (Dromioidea) fajainak száma az időben csökken, míg a fejlettebbek, köztük a Xanthoidea főcsalád egyre nagyobb szerepet kap. A satnyafarkú rákokhoz (Anomura) tartozó Galatheidae és Porcellanidae családok tagjai alárendelten, de folyamatosan jelen vannak, az előbbiek a késő-jurától, az utóbbiak a paleocéntől kezdve.

A látszólagos diverzitás a taxonómiai összetételnél is erősebben torzul ismereteink hiányossága miatt. A paleocén alacsony fajszámot talán a kréta-paleocén határon történt kihalás okozza, de ezt bizonyítani nem lehet. A felső-eocén fajszám igen magas Európában, ami valódi nagy diverzitást jelez, s részben a trópusi klímát, részben a paleocén elejétől végbement jelentős fejlődést tükrözi, valamint azt a tényt, hogy az eocénben a Tethys ősföldrajzi kapcsolatok még nagyrészt nyitottak voltak.

A miocén viszonylag alacsony diverzitás, mely sok adaton alapul, valószínűleg a begyűjtött területek (Paratethys és Földközi-tenger) már ekkorra magasabb szélességi helyzetét és fokozódó elzártságát jelzi.

Egyes csoportokon belül jól megfigyelhető a hátpáncél (carapax) hosszúság/szélesség arányának változása: a páncélok a geológiai idővel szélesebbé válnak. Ez adaptációs folyamat eredménye lehet.

Abstract

The evolutionary history of decapod crustaceans living on reefs and other marine organic build-ups is followed from the Palaeocene to the Late Miocene, with comments about similar Mesozoic

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

occurrences. Crabs live on modern reefs in a great diversity. Their fossil counterparts also show a diversity higher than that which lived on other habitats, although data are not very numerous and scattered in time, in geographic position and in palaeolatitude.

Changes in the taxonomic composition are explored. Due to the scarcity of data no clear picture emerges but the proportion of primitive crabs (Dromioidea, in terms of number of recorded species) seems to decrease, while more advanced forms, among others the Xanthoidea seem to gain in number.

The apparent diversity is highly dependent on the extent of our knowledge, but a relatively low diversity seems to occur in the Palaeocene, a much higher one in the Eocene. The known Miocene faunas mostly represent a quite high palaeolatitude (Hungary and surrounding countries), with moderate diversity, but one from southern Japan represent a more southern setting.

A more or less clear change in carapace form can be observed in the families Porcellanidae and Xanthidae: the carapace growth wider with the geological time.

Introduction

For a long time the striking fact remained unnoticed, that reefs are extremely favourable and exceptional places for fossilisation of decapod crustaceans. This means that in a high energy environment also small, extremely sensitive shells may be fossilised together with bigger, more resistant ones.

In most marine environments, decapod crustaceans, including crabs, are among the most conspicuous, most frequent macroinvertebrates. This is especially true for reefs. In striking contrast, decapods are only sporadically represented in the fossil record. This is mainly attributable to two different factors. On one hand a set of taphonomic factors limit their preservational potential (Müller 1993: 4; Fraaije 2003). On the other, most collectors recognise only big specimens (Müller 1984), while small ones are only found when special attention is paid on them. In any evaluation of the fossil record of decapods, these errors ("bias") must be kept in mind although for the moment these hardly can be quantified.

The goal of this paper is to summarise the scattered data about the evolutionary history of decapod crustaceans living on reefs and on other marine organic build-ups. In this environment generally only the brachyurans and some anomurans are preserved as fossils, thus our treatment is restricted to these two groups.

The decapods are ecologically very important components of marine benthic communities with a high degree of diversity. This group, however, is quite occasionally known from fossil environments, especially from reefs. This is due partly to taphonomic factors, but to a great extent also to collecting bias. The generally small sized decapod remnants often remained unattended by collectors in the field.

Consequently, one might expect many new palaeontological data from the study of this group. Indeed, the last 20–30 years yielded a lot of new knowledge, especially from Europe, Japan and the Unites States of America (e.g. Karasawa 1993; De Angeli & Garassino 2003; Müller 1984; Müller & Collins 1991).

From all extant marine environments, diversity of crabs is by far the highest on reefal habitats. Relation of crabs and corals may be very diverse ranging from obligate commensalism to occasional coexistence. In the fossil material signs of obligate commensalism also could be recognised (e.g. Müller 1984: 94).

Fossil reefs often are poorly dated, since planctonic forams, nannoflora and many other age indicators are missing or unavailable from them. Therefore decapod remnants may even be useful in dating of them.

Palaeontological collections (samples) from remnants of reefs or any other of any other environment, and the ensemble of taxonomic data based on it are seriously distorted in relation of the original population, for several reasons. This question will be examined here. There are two groups of factors which distort the taxonomic composition of a collection (sample), namely human (collecting, determining) ones and natural, mostly taphonomic ones.

Ecology and fossilisation of crabs in reefal environments

The environment

For the term "reef" is given highly different definitions by various authors. Here the term is used in a broad sense, to refer to: build-ups of sessile benthic organisms, which have been fossilised in situ. Thus patch-reefs, coral-carpets also are included. For the communities living on and around a reef the morphology and structure of the given build-up is decisive. Most of the studied communities lived on and around build-ups made dominantly by hermatypic corals. The Upper Jurassic localities are, on the other hand, often sponge-dominated (MÜLLER et al. 2000). The only studied Cretaceous locality, in Spain, is undefined in this respect, hermatypic corals are frequent, but the microfacies is not reef-like.

Remnants of reefs generally are carbonates, mostly limestones, with a dominating "bindstone" type microfacies. A higher amount of siliciclast is poorly tolerated by corals and other framebuilders, which predominantly have a calcium carbonate frame. Occasionally reef remnants may be found in marly matrix as well, e.g. in Visegrád (Middle Miocene, Hungary, see below). Possibly, the siliciclastic influx was periodical here.

Coral reefs, as environments, are extremely diverse, but they display some similarities, too. From patch-, barrier-, and fringe-reefs the studied crab material mostly comes from patch-reefs or coral-carpets.

From the studied material the Middle (or Early) Miocene fauna of Olérdola (Catalonia, Spain, MÜLLER 1993) might represent a fringe-, or, less probably, a barrier reef. The Cap Greco fauna in Cyprus (MÜLLER et al. in prep.; FOLLOWS 1992) probably came from a knoll reef or eventually a fringe reef. In the Austrian Palaeocene a locality, Kambühel (on older maps: Kammbühel) at Neunkirchen, Niederösterreich, of reefal origin is under study (MÜLLER et al. in prep.). This reef most probably was a fringe reef.

The cause of this limitations might be that Central European Eocene and Miocene environments of these parts of the late Tethys and Paratethys were usually more favourable for the formation of patch-reefs rather than of other types of reefs.

Reefs are among the most complex marine environments. The substratum is varied, providing various hiding places, refuges, their communities display an extremely high diversity at both specific and higher taxonomic level.

The main cause of this is an extreme variability of the surface, currents, the multitude of nutriment and many other factors which are characteristic for all types of coral reefs. In addition, biocenoses of reefs are the result of a long evolution.

As a result, the biodiversity is very high for many organisms, including crabs and other decapods (SERÈNE 1972). As an estimation, the number of species of brachyurans living on the reefs of the Indo-west-Pacific realm give more than one fourth of all brachyurans living there.

Reef-dwelling decapods are generally small sized. They attract little interest in contrast e.g. to some large decapods found in some Palaeogene marls, as *Zanthopsis, Harpactocarcinus, Lophoranina* or to some Neogene Cancer species (which can have a price of several thousand dollars in the trade). This condition evidently awakes the interest of collectors.

Adaptation to a reef-environment is widespread in many groups, including decapods (SERÈNE 1972). The history of this adaptation is generally poorly known, partly because, although brachyurans and some anomurans are fairly frequently fossilised in reefal environments, their study has been much neglected for a long time.

The probable beginning of the adaptation of decapods to reef environments has been relatively well known already in the nineteenth century, especially by the studies of von MEYER (1860) on Late Jurassic remnants of sponge build-ups (MÜLLER et al. 2000). In the Oxfordian and Kimmeridgian the environments where the crabs lived were predominantly sponge build-ups, but in the Kimmeridgian already coral reefs also occur built mostly by the genera *Thecosmilia, Isastraea* and *Dendrohelia* (MÜLLER et al. 2000). In the Tithonian corals generally dominate, often accompanied by bivalves of the genus *Diceras*. Decapods from algal patch reefs are described from the Portlandian of England (FRAAYE & COLLINS 1996).

We have only a few data about later Mesozoic reef environments containing decapods. VIA BOADA (1981, 1982) described from Monte Orobe (Navarra, Spain) a Decapod fauna from a Cenomanian locality containing corals. The exact facies is still unknown, however.

Sporadic data about Cretaceous reef decapods are from Transsylvania, Rumania (PATRULIUS 1969), Austria (WRIGHT 1997) and the Netherlands (FRAAIJE 2003).

From Denmark and Southern Sweden a rich Decapod fauna is known from a coral bearing Palaeocene limestone, Danian (SEGERBERG 1900; COLLINS & JAKOBSEN 1994). This does not come from a reef, however (FLORIS 1992).

From Italy and Hungary (e.g. BESCHIN et al. 2001; MÜLLER & COLLINS 1991; DE ANGELI & GARASSINO 2002; CHECCHIA-RISPOLI 1905) Eocene and Oligocene faunas have been documented.

From the Miocene of the Paratethys and the Mediterranean, as well as from Japan (KARASAWA 1993; MÜLLER 1984, 1984a, 1993, 1996; GÓRKA 2002) several reef decapod occurrences have been found.

These Tertiary reef remnants generally are patch-reefs, in some cases other types of reefs also occur (see below).

Taphonomical remarks

Decapod crustaceans belong to the rare macrofossils. The main reason for this is the remarkably low mass of decapod shells if compared to their surface. The weight of a typical brachyuran carapace of 10 cm width is about 4–6 grams. The weight of a marine bivalve shell of similar size is generally 30 to 50 grams. That of a gastropod shell of this size is usually even higher, often up to 100 grams.

Thus mollusc shells of similar size generally have a mass higher than decapod shells by an order of magnitude or more. Consequently, crab remnants (among them carapaces) may be transported on the sediment surface if the current speed at the bottom is about 0,1 m/sec or higher. Most of the sediment is generally carried on the bottom and do not cover the light shells.

This transport keeps decapod remnants over the sediment/water interface. Thus at a given place of embedding the origin of taphocenosis may be quite variable. In the case of a patch reef crab remnants theoretically may be transported from the lagoon surrounding it or even from the shoreline. In spite of this, most of the intensively documented Miocene reefs in Europe (MÜLLER 1984) and Japan (KARASAWA 1993) rarely contain elements which, using the closest living relative method, could be regarded as non-reefal. There are, however, some exceptions (e. g. Diósd, Hungary, MÜLLER 1984).

Embedding is possible where areas shadowed from current occur. On these low energy spots the light shells may settle and got embedded. Potential for in situ fossilisation of reefs is evidently quite high, at least on subsiding regions where they get easily covered. Fossil reefs are mostly built of "bindstone" type limestones.

Consequently, many fossil reefs are described in the literature from Tertiary and older levels. Reefs, especially coral reefs, have a very uneven surface and contain a lot of cavities, "pockets", and micro-lagoons, protected from currents and washout. These may be within or between colonies, partly as a result of bioerosion, partly due to the morphology of the corals (MÜLLER 1993: 4). These cavities and depressions are generally protected against subsequent erosion, bioturbation or sediment redeposition.

Decapod remnants in fossil reefs may thus be expected in sediments deposited in such "pockets" (GLAESSNER 1928: 211; MÜLLER 1993). Characteristically, the low level of energy in them and the high one around the reefs result in a poorly sorted sediment with a high amount of fine grains (micrite, or even silt and clay).

Remnants of decapods may equally be entire moulds or parts of them, or entire carcasses or fragments of them. Chelae, having a slightly higher mass relative to their surface than carapaces do, are generally sooner embedded than carapaces. Similarly, the remnants are selected by size as well, making the interpretation of taphocenosises difficult.

Taphonomical papers mostly deal with the embedding process on mobile substrates. However, ZUSCHIN et al. (2000) studied the fossilisation of Molluscs on recent reefs in the Red Sea. They explored the similarity of the living communities to the shells accumulated in depressions. They found that species feeding on coral colonies are washed the quickest into the depressions. They did not describe, however, the specific, taxonomic status of the accumulating shells. Sessile forms, in contrast to vagile ones, are embedded generally in situ.

Evidently, shells of the majority of decapods are subjects of a fast sweeping off. According to ZUSCHIN et al. (2000) these may accumulate in zones of deposition in the surrounding, especially in fissures and cavities, as also seen in fossilised reefs.

PLOTNICK et al. (1988) and SCHÄFER (1951) studied the fossilisation of brachyurans experimentally. SCHÄFER (1951) studied the chance of fossilisation on mobile substrates, but did not analyse the embedding from a sedimentological-mechanical point of view. PLOTNICK et al. (1988) made experiments in carbonate environments. They concluded that the chance of preservation of artificially embedded, covered specimens is high. They could find the buried specimens after a significant time, but they had not analysed the natural process of embedding.

The preservation of decapod remnants is influenced by two main factors, if compared to other macroinvertebrates. One is the relatively small mass of their shells, promoting an off-washing. The other one is the fact, that by moulting decapods often leave more than ten complete shells during their lifetime. During embedding these shells behave almost identically with carcasses except that these are lighter, not containing the soft parts. As fossils, the carcasses may hardly be distinguished from the moulds.

On reefs, however, in most cases the skeleton separates into parts, somites and articulae. Complete skeletons are found mostly in the case of big specimens, with carapaces of 4–5 cm width or bigger. But even in such cases an entire specimen is found only among dozens or hundreds of disarticulated ones (e.g. *Panopaeus wronai*, GROSSHÖFLEIN, MÜLLER 1984: pl. 82, figs 1, 2).

The habitats of Miocene or younger species may be deduced by the closest relative principle. In general, the family status of forms may provide some information. If in a given part of a fossil reef presumably non-reefal forms appear (e.g. Calappa in Diósd, MÜLLER 1984), it seems very probable that these are strangers having been washed in by currents, say, from a deeper part of a lagoon.

Reefs, during embedding and preserving fossils, seem to select shells only moderately by size. Smaller sized decapod remnants (carapace size below 1 cm) almost everywhere are dominant in most new collections made with the help of magnifying lenses (MÜLLER 1984, 1993, 1996; MÜLLER & COLLINS 1991). Such a dominance is also characteristic for extant communities.

Evidently there is a strong selection by the chemical composition and hardness of shells. Shrimps that contain less that 20% calcium carbonate in their shells, as well as members of the similarly soft shelled Hapalocarcinidae have never been reported from fossil reefs, although they are wide spread inhabitants of reefs. Hapalocarcinidae species, commensal with corals, live in gall-like formations. Such galls theoretically could be recognised, but so far these have not been reported from fossil corals.

Errors caused by the method of collection, the preparation and the interpretation

Collecting of crabs is time consuming if compared to most other macrofossils, not to speak about microfossils. MÜLLER & COLLINS (1991), using simple statistics, demonstrated that collecting with a head band magnifier increases the

recognition of small specimens (below 10 mm) by a factor of about 10. To a certain extent this applies to bigger specimens as well, between 10 to 20 mm. This means that a caution is necessary in comparing old and new faunal lists.

In the description and figures of extant decapods the carapace often is neglected, being that many other characters are available for zoologists. In the case of fossil crabs very often just the carapace is available. This is especially so with reefal species. Mostly because of this there is a significant difference between the zoological and palaeontological systematics and nomenclature. This can be reduced, but cannot be totally avoided.

The known record of fossil crabs well reflects human, artificial factors. The known range of the rich Jurassic Prosopidae and Galatheidae faunas (MÜLLER et al. 2000) coincides with the vicinity of university cities and research centres in Europe. A similar case is evident for the European, American and Japanese Miocene and Eocene decapods as well.

These considerations hardly may be used for improving numerical evaluations, because of the significant number of assumptions, but may help to avoid incorrect comparisons. However, a correction number has been proposed (MÜLLER 1984) based upon the size of the rock pieces broken during collection.

Obviously, collecting factors promote the recognition of large specimens as taphonomic factors do. The majority of extant anomurans and brachyurans are about one cm size or even smaller. Dominance of small species is especially characteristic for reef environments (SERÈNE 1972).

FELDMANN (1990) studied the impact of the size of palaeontological samples on the palaeogeographic reconstruction. He notes that the great majority of fossil crabs has been described from European and North American localities. His conclusion is that in a study based on small samples the lack of a taxon from a given territory or age does not permit to make any conclusion. The presence of a given taxon, of course, proofs its presence. His studies were based on decapods living on mobile substrata, mainly on members of the family Raninidae. His conclusions are valid to decapods living on reefs as well.

Our data about the presence of extant genera in geological times may or may not be valid as the use of generic names, respectively the assignment to a given taxon is not equally reliable. Some authors, especially of the early literature, tended to assign species into widespread, well known, "fashionable" genera. Some names, e.g. Cancer, Panopeus, Porcellana, Xantho or that of extinct genera as *Titanocarcinus* or *Xanthilites* are often used erroneously. Names of genera, now known to appear only in later geological times, have been repeatedly used for earlier forms. Such errors may only be avoided by consistent examinations.

Occurrence of fossil Decapods in rocks of reefal origin

Remarks about the Mesozoic material

Upper Jurassic reef dwelling decapods are known almost exclusively from Europe. To assume that this reflects their areal would be absurd. More likely this is caused by the collecting factor. Reefal Upper Jurassic layers occur outside Europe mostly at remote places or subterraneosly (MÜLLER et al. 2000: 70, WEHNER 1988).

These associations consist mainly of Prosopidae. While the first known member of this family has been found in Middle Jurassic layers, in sublittoral sediments, they are quite frequent and diverse in Late Jurassic sponge and coral reefs. Galatheidae are generally less frequent, but constant participants here. Some forms have been ranged, questionably, into the families Homolidae and Dynomenidae. These crabs are characteristically small (carapace length below 2 cm, often below 1 cm. Chelae, which are possibly hermit crab remnants (Paguroidea) are subordinate.

Cretaceous reef decapods are known only from few localities. WRIGHT (1997) established that a small fauna from Lower Austria (Niederösterreich), Klement, described by GLAESSNER (1931) as Tithonian, is in fact Cenomanian.

PATRULIUS (1969) mentions a rich Cretaceous reef associated decapod fauna from the Carpathians of Rumania, presumably of Barremian age. He enumerates some Galatheidae and Prosopidae species from *Requienia* containing limestones ("Urgonian") and mentions the presence of some undetermined brachyurans.

VIA BOADA (1981) published about a fauna from Monte Orobe, Navarra, Spain. This is Late Albian or Cenomanian, corresponds to the "Urgonian" facies. 20 coral species have been described from here (RUIZ DE GAONA 1943). The family Galatheidae is represented by 5 species, while the remaining 7 species are ranged into the families Prosopidae and Dynomenidae (s. l.). The brachyuran species are relatively large as compared to Jurassic ones, while the galatheids are similar in their size to their Tertiary and extant relatives. The reefal nature of the fauna, however, has not been clearly documented.

FRAAIJE (2003), summarising earlier papers gave an overview of the Maastrichtian type area, including data about the environment. Hardgrounds with coral colonies, small bioherms occur mainly in the Meersen Member.

From the Cretaceous there are some other sporadic finds which show some relationship with reefal forms but in the description there is no mention about reefal facies.

Palaeocene

The best known and well described material comes from Fakse, Denmark (COLLINS & JAKOBSEN 1994), and some other localities in Denmark and Sweden. These are, however, not reefs, but sublittoral surfaces with patches of ahermatypic corals (FLORIS 1992). Some authors even suggest that it was formed in the aphotic zone (BERNECKER & WEIDLICH 1990). No reef structure is visible in the outcrop. The superfamily Xanthoidea includes already a significant number of species.

In the Upper Austroalpine tectonic zone, near Neunkirchen (Lower Austria= Niederösterreich) on the Kambühel (on old maps: Kammbühel) remnants of a Palaeocene reef have been found (PLÖCHINGER 1967; HÖFLING et al. 1987). The locality has been studied in close details by TRAGELEHN (1996). Following his recommendation, I could collect a rich Decapod fauna (MÜLLER et al. in prep.) from the NE side of the hill, the Ragglitz Member, from the red "patch-reef" limestone, most probably of Selandian or Early Thanetian age.

The reef probably belonged to a barrier or fringe reef, that was preserved in situ. The red coloured matrix indicates a nearby land with lateritic soil. At least ten coral species occur here, of which the species *Actinacis cognata* OPPENHEIM could be determined.

Eocene

Apart from the Hungarian Eocene material (see below), some reefal forms were described from the Palermo region, Sicily, Italy (CHECCHIA-RISPOLI 1905, and DI SALVO 1933).

From the Upper Eocene rich material has been recently described from Northern Italy. From the Lower and Middle Eocene so far only sporadic occurrences are known. A more rich material is known from Sicily, Monreale at Palermo, (CHECCHIA-RISPOLI 1905; DI SALVO 1933) but the exact facies and age of this locality would need a re-examination. The character of the fauna is similar to the reef faunas of the Priabonian of Northern Italy (DE ANGELI & GARASSINO 2002, DE ANGELI pers. comm.) and Hungary (MÜLLER & COLLINS 1991) which suggest a similar facies (or even a similar age).

The North Italian reefal Priabonian has been just partly described so far, the Galatheoids are dealt with by DE ANGELI & GARASSINO (2002). Here the best localities are in the Berici Mountains (Monti Berici) near Vicenza. The fauna seem to be even more rich in species than the Hungarian one.

From Hungary a rich fauna is known (MÜLLER & COLLINS 1991). This originates mainly from Budapest, from quarries and surface exposures in the Buda Mts. This fauna has been described originally by LŐRENTHEY (LŐRENTHEY in LŐRENTHEY & BEURLEN 1929), this posthumous work has been only slightly modified by the co-author, Karl BEURLEN (see MÜLLER 1984: 7).

The large quarries of the nineteenth and early twentieth century became abandoned by the second half of the twentieth century. During the works extensive new surfaces were accessible for collectors (often the workers found the best specimens, as mentioned by LŐRENTHEY, in LŐRENTHEY & BEURLEN 1929). Some quarries have been worked briefly in the fifties and sixties of the last century.

Later only the abandoned quarries were available for collecting (MÜLLER & COLLINS 1991). Accordingly, the collector had to pay special attention to smaller specimens, using magnifying lenses, leading to a significant increase of the apparent diversity (MÜLLER & COLLINS 1991: 91).

The level containing the coral reefs is present in a part of the Buda Mts. (Budapest), on the Gugger Mt., in the valley called Szépvölgy, Kis-Svábhegy, and some other places, but absent elsewhere. The level called by MÜLLER & COLLINS (1991) as Facies 4, seems to be a series of braided patch-reefs or extended coral carpets, which reflects a unique constellation of environmental factors (depth, climate, nutrient level, etc.) favourable for corals. Barrier- or fringe reefs probably do not occur. The Budapest Eocene material (including new findings) consists of about 60 decapod species. It seems that all Budapest localities are coeval, although there are species in all localities absent from others, but the frequent ones are generally the same. This is not the case with the two localities outside

Budapest (Eger-Kiseged, LŐRENTHEY & BEURLEN 1929) and for the yet not described Nézsa, Northern Hungary. These may be uppermost Priabonian or even Early Oligocene (see below).

Oligocene

From the Lower Oligocene a rich fauna, 15 species of decapods are reported from a facies with hermatypic corals, the Castelgomberto Limestone (BESCHIN et al. 1996; BESCHIN et al. 2001; DE ANGELI & MESSINA 1997). In the locality Monte Grumi there is a well layered limestone with red algal and branching coral patches. Most probably the bulk of the decapods is associated with these small patch reefs.

At Nézsa, (N Hungary, county Nógrád) on the S slope of Palkó-hegy, a small faunula was collected from a grey micritic limestone containing corals and red algae. The limestone is indicated on geological maps as Priabonian. The only two specifically determined crabs (*Galathea* (*Palaeomunida*) *defecta* LOR., *Daragrapsus trispinosus* M.-C.) occur both in the Priabonian and Oligocene (at Monte Grumi). The most frequent Priabonian species are all lacking, however. Thus the Nézsa fauna may be Priabonian or Early Oligocene.

Neogene

Paratethys

REUSS (1871) mentions the first reefal form, *Daira speciosa* from the Paratethys region, Austria. Subsequently, BITTNER (1877) recognises *Carpilius* sp. from the same area. LŐRENTHEY (1911) was the first to recognise the reefal origin of a crab bearing layer from the Paratethys, namely at Rákos, Budapest. This locality has already been mentioned by BROCCHI (1883). LŐRENTHEY (1911) from Rákos (Budapest) recognised a reef-building organism (*Porites* sp., LŐRENTHEY determined it erroneously as *Millepora*).

GLAESSNER (1924, 1928) mentioned several decapods from an Austrian reef locality, Baden Rauchstallbrunngraben. Probably he was the first to recognise that crabs were preserved in deep fissures between coral colonies (GLAESSNER 1928: 211).

BACHMAYER (in BACHMAYER & TOLLMANN 1953) described a rich decapod fauna from the "Fenk" quarry at Grosshöflein (Nagyhöflány, Burgenland).

Our knowledge about Neogene reef decapods was based for a long time on European material, similarly to the case of the Late Jurassic.

MÜLLER (1984) described a set of Paratethyan Badenian localities (mainly from Hungary, but Austrian, Bulgarian and Slovenian localities also are dealt with). Later (MÜLLER 1984) recollected and described the Grobie locality (Góry Swietokrzyskie, "Holy Cross Mountains", South Poland), which was first mentioned by FÖRSTER (1979). An interesting point is that Grobie (with some other localities in the vicinity) represents the northernmost Neogene excursion of coral reefs on the Globe (see also GÓRKA 2002) pointing to exceptional climatic and oceanographic conditions at that time and in that area.

In Austria there are several reef limestone localities not yet described in detail. With Dr. Georg FRIEBE I collected a rich fauna from the quarry of the Retznei

cement fabric Styria, (FRIEBE 1990). FRIEBE (1987) described a fauna from Wurzing bei Wildon Styria.

Upper Badenian reefs were found near Budapest, in three localities: the railway cut between the stations Rákos and Kőbánya Felső (district 10, Budapest). Lőrenthey already described a reefal decapod from here, (*Chlorodiella mediterranea*). Here the reef is built almost exclusively of Porites and red algae, preserved mostly in situ (LELKES & MÜLLER 1984; KÓKAY et al. 1984; MÜLLER 1984). The crab fauna is moderately rich in species. At the N margin of the Tétény plateau (SW Budapest) at the road cut Kamaraerdei út (earlier: Katona út) there is a similar facies (MÜLLER 1984)

At Diósd (MÜLLER 1984), in an abandoned quarry, unfortunately filled in by now, three coral genera with four species, associated with red algae, built the reef. Voids between coral colonies often are filled with microbialit deposits (SAINT MARTIN et al. 2000). The crab fauna is more rich here than at Rákos. The depositional environment probably was more favourable for corals and decapods as well.

The material from the Paratethyan Badenian may be divided into two groups. The Lower Badenian is more rich in hermatypic corals (Törökmező – Visegrád, SCHOLZ 1970; MÜLLER 1984), at least 12 species occur in them. The Upper Badenian localities are poorer in coral species, they contain only one to four species.

The diversity of coral species of Early resp. Late Badenian reefs is different. 14–15 species was counted in the Lower Badenian localities, while one to four in the Upper Badenian ones. For decapods, the difference is less (27 resp. 22), but there are many as yet undescribed species, e.g. from Visegrád or Styria. Thus the difference is higher. The difference in diversity seems to reflect climatic factors: the climate of at least a part of the Early Badenian (early part of Middle Miocene) was probably an extremely hot period on the Northern Hemisphere (KARASAWA 1993; ITOIGAWA 1989; SCHWARZ 1997; HARZHAUSER et al. 2003), thus a cooling could partly account for the decrease of coral diversity (see above at the description of Grobie). Other factors, as a lower grade of stability in salinity, could also contribute to such changes (PISERA 1996).

In spite of differences in diversity, the Early and Late Badenian reef decapod faunas are fairly similar to each other. E.g. *Chlorodiella mediterranea* LŐRENTHEY, or a very similar form, *Ch. tetenyensis* MÜLLER are the dominating species in each. *Daira speciosa* (REUSS) is also frequent in both ages. One striking difference is the exclusive Lower Badenian presence of *Trapezia glaessneri* MÜLLER. Recent representatives of this family are obligate commensals with corals of the family Seriatoporidae. In the Lower Badenian this family is represented by the genus *Stylophora*, evidently this could be the host for *Trapezia*. The presence of the coral genus *Stylophora* is another proof for an almost tropical climate for the Early Badenian.

Mediterranean realm

From Algeria, near Oran, a small Messinian fauna has been described (SAINT-MARTIN & MÜLLER 1988). Another Messinian decapod fauna (MÜLLER 1984a) originated from Santa Pola, Spain, where a reef was built of large colonies of a few coral species (ESTEBAN 1977).

From the Mediterranean realm numerous Miocene coral reefs have been described (e.g. ESTEBAN 1977, 1980), but significant decapod faunas have not been found for a long time. From Spain a rich (26 species) Langhian (or Late Burdigalian) fauna was described from Olérdola (Catalunya — MÜLLER 1993).The reef was probably a barrier or a fringe reef. The red or pink colour of the matrix might point to a nearby lateritic land (similarly to the case of the Palaeocene of Kambühel).

Another small reef occurs in the vicinity, at Can Sala (MÜLLER 1993). The small decapod fauna (8 species) does not contain any form identical with the Olérdola ones. In the literature the two localities are dealt with as coeval (ALVAREZ et al. 1977). This difference in the decapod fauna, however, might reflect a significant difference in age.

On Cyprus, the Lower Miocene (Upper Burdigalian) Terra Formation (FOLLOWS 1992) yielded a small but well preserved decapod fauna at the localities Cap Greco and Prodromi (FRAAYE & MÜLLER in prep.). The most frequent species here is identical with *"Panopeus" viai* MÜLLER, frequent also at Olérdola, Spain, but not present in the rich fauna of the Paratethys.

Also from Cyprus, from the Tortonian Koronia member (FOLLOWS 1992) René FRAAYE (pers. comm.) collected a fauna (FRAAYE & MÜLLER in prep.).

Indo-West-Pacific region (Owerview)

From the Pacific Ocean only sporadic findings were described earlier. The Miocene material from Indonesia (BÖHM in MARTIN 1922) may have lived mostly on mobile substrata (Leucosiidae are dominant). Only the species *Chlorodiella junghuhni* (MARTIN) seems to be reefal.

From the Fiji Islands Middle Miocene and Late Miocene (this latter may be Early Pliocene as well, RATHBUN 1934, 1945) faunas were published. The first one consists of few, sporadic specimens. The second paper has been posthumously published from the author's preliminary notices. Even the material is not fully cleaned yet, some determinations seem to be doubtful. The material seems to be mixed, probably originates from a reef talus.

KARASAWA (1993) published a rich fauna from a coral reef in Southwest Japan, from the Megami Formation of early Middle Miocene age. So far 26 species has been described. The age is almost identical with that of Törökmező, Visegrád (Hungary) or Grobie (Poland). At family level the Japanese fauna is surprisingly similar to the mentioned European ones. The age of these deposits seems to represent one of the highest climatic peaks of the Northern Hemisphere Neogene (KARASAWA 1993; ITOIGAWA 1989; SCHWARTZ 1997).

History of Decapods in reef environments

As often in the case in palaeontology, the history of decapods of reef environments has to be studied from small samples, isolated from each other in space and time. Consequently, the nature of the changes (weather continuous or punctuated) may not be determined. Changes of the general character of the fauna and the higher taxonomic units can be followed only approximately.

As it has been mentioned in the chapter entitled: "Errors caused by the method..." the bias caused by collection is always high. Consequently, the faunal lists are of little use in making statements about the temporal change of diversity.

The Upper Jurassic material originates almost exclusively from a part of the Tethys region and from European inland seas connected with that Ocean. From Portugal and Sicily to Poland the fauna is very uniform, containing many widespread species (MÜLLER et al. 2000). This may reflect the good spreading potential of most decapods (MÜLLER 1984) and the palaeogeographic links as well. Consequently, the European material provides a good picture about the fauna of the great and relatively uniform province Tethys of that time.

The Cretaceous material comes only from a few localities, and must be very cautiously evaluated.

Study of the Palaeocene faunas is just at its beginning. The only true reef fauna comes from one locality, Kambühel in Austria, where the diversity seems to be quite low.

The Late Eocene fauna is quite rich but it originates from a rather restricted area. According to palaeogeographic reconstructions this area was open to the Ocean system and the climate was close to a tropical one. In accordance with this, the diversity is quite high.

The Oligocene material seems to represent an impoverished descendant of the Eocene one with a limited number of new elements. This may reflect an increasing isolation from the Ocean systems.

The European, especially the Paratethyan Miocene material is marginal in that it comes from the northern margin of the zone containing coral reefs. A comparison with the coeval fauna from Megami, S Japan revealed showed a series of similar traits. The family Xanthidae is dominating in both, the families Dynomenidae and Parthenopidae are represented with one similar taxon each (KARASAWA 1993).

Patterns of diversity

It is not easy to interpret changes in diversity of reef decapods as values strongly depend on collecting factors. It seems probable, that after the high number of Late Jurassic taxa the low value of Cretaceous ones reflect mostly such factors.

We do not know to which extent the first sample from the Palaeocene locality, Kambühel is representative. The quite low diversity might be characteristic for the given locality and age, in view of the significant number of collected specimens is quite high. This low diversity might be a result of the Cretaceous-Tertiary extinction event, but to test this statement many other localities need to be studied (for this, there is a good possibility in Europe).

The high number of Eocene species certainly reflect a genuinely high diversity

The study of Oligocene reef faunas has just has begun. It seems (BESCHIN et al. 2001) that a significant change occurred near to the Eocene–Oligocene boundary and several new forms did appear here, together with the disappearance of others.

The comparatively low number of European Miocene species mirrors the high latitude and (in the case of the Paratethys) the increasing degree of isolation of the region from the Ocean system (RÖGL 1998).

This trend is illustrated in *Fig. 1.* The role and species number of groups regarded as primitive (members of the superfamily Dromioidea), Prosopidae, Dynomenidae and Dromiidae decrease with time. In contrast, currently frequent and important groups, before all the Xanthidae family gain in importance.

In spite of distortions mentioned above it may be stated that the history of brachyurans (more precisely, the reefal ones) begins with the appearance of the family Prosopidae, a member of the superfamily Dromioidea. Carapaces of this family are similar to those of the family Homolodromiidae (MÜLLER et al. 2000) to an extent that GLAESSNER (1969) unified the two families under the name Prosopidae.

Presence of the family Prosopidae apparently strongly decreases at the Jurassic/Cretaceous boundary (MÜLLER et al. 2000). Probably this mirrors the fact that in Europe, the area of shallow water environments, consequently the presence of reefs, is strongly decreasing. Possibly, this is not a global, but a regional event. In the Cretaceous a set of prosopid forms occur, partly from reef facies (VIA BOADA 1982).

One species of the prosopids is reported even from the Danian [*Plagiophthalmus depressus* (SEGERBERG), COLLINS & JAKOBSEN 1994]. Probably the group survived the Cretaceous–Tertiary event.

Reef environments, however, radically changed by this event, among others by the disappearance of rudists (JABLONSKI 1995). We do not know, however, to which extent these events influenced the life and survival of reef-dwelling crabs, including members of the family Prosopidae.

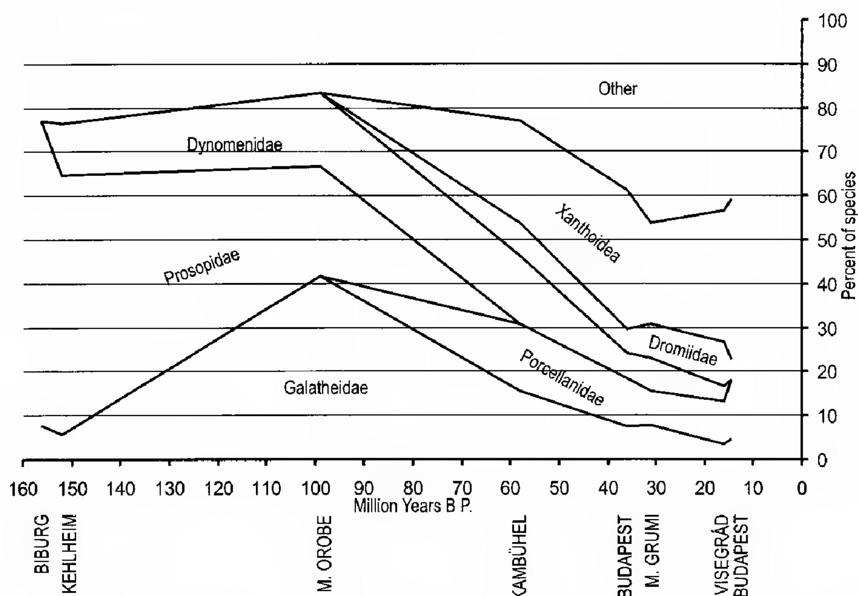


Fig. 1 Change in composition of decapod faunas of localities by time: the number of species in families or superfamilies

1. ábra. Geológiai korok (lelőhelyek) tízlábú rákfaunája összetételének változása: a fajok száma magasabb családonként vagy főcsaládonként

Reefal environments, and coral reefs are widespread, however, during the Palaeocene of Europe (e.g. BOSELLINI & RUSSO 1995; KÖHLER et al. 1993; LEIN 1982; TURNŠEK & DROBNE 1998), of which only one locality has been studied so far for decapods, namely the Kambühel Hill at Neunkirchen, Niederösterreich (Lower Austria, MÜLLER et al. in prep.). This locality yielded a rich decapod fauna of relatively low diversity. The superfamily Dromioidea is still significant here, but three Xanthoidea species dominate the fauna in terms of number of specimens.

Appearance of the family Dynomenidae also took place in the Late Jurassic (MÜLLER et al. 2000). However, it seems that the family as it is based on extant genera, hardly can encompass the Mesozoic and Palaeogene forms ranged here (Colin MCLAY, personal communication). Unquestionable forms do appear in the Early Oligocene (BESCHIN et al. 2001) with the species *Dynomene lessinea* BESCHIN, DE ANGELI & CHECCHI. Middle Miocene forms appear in Japan (KARASAWA 1993) and in the Paratethys (MÜLLER 1984).

From the more advanced groups the presence of the superfamily Xanthoidea, consequently the family Xanthidae, on Cretaceous reefs has not yet been proven, except for the Maastrichtian (FRAAIJE 2003). In the Danian stage the both families Xanthidae and Panopeidae are present with forms of typical carapaces. The first surely known member of the family Trapeziidae is Late Eocene, but a species from the Palaeocene locality Kambühel, Austria, under study, may also belong here. Species of the family Carpiliidae are present quite frequently in Miocene reef formations.

Parthenopidae species live on mobile substrates. The closely related *Daira* (GUINOT 1967, either ranged into that family, or into a new one, Dairiidae), however, is a typical reef dweller. This seems to be the case of a specific adaptation to reef environments, interestingly resulting in a body shape similar to reef-dwelling xanthids.

The first member of the family Majidae appears in reef facies in the Upper Eocene. On reefs they always remain subordinate.

Swimming crabs, Portunidae are constant members of reef associations from the Eocene, but with a low number of species (e.g. *Neptocarcinus millenaris* LŐRENTHEY from the Priabonian). The majority of the group lives on open mobile environments, but reefs have their characteristic species: e.g. the living *Carupa tenuipes* DANA. At Visegrád, a very similar form occurs. Some *Thalamita* and *Charybdis* species appear consequently in reef facies.

The anomuran family Galatheidae appears in the Middle Jurassic. The first reefal form appears in the Kimmeridgian, often frequently, dominating in associations, but with a restricted number of species (MÜLLER et al. 2000: 65–66).

The first member of the family Porcellanidae (*"Porcellana" antiqua*, MILNE EDWARDS 1882) is known from a Cenomanian marl. Tertiary representatives of the family appear in almost all, better studied reef localities. At Kambühel, Austria, there are at least two species of porcellanids (*Fig. 1*).

The families Prosopidae, Dynomenidae and Dromiidae, parts of the superfamily Dromioidea loose their importance with time. During the Jurassic they contribute 60 to 70 percent of the species to the fauna, by the Danian this number falls below 40%, by the end of the Eocene as well as in the Miocene it is

Table 1 Temporal change of average values of length/width ratio of carapaces in different families and superfamilies respectively

1. táblázat A hátpáncél hosszúság/szélesség arányának időbeli változása az egyes családoknál (fajok értékének átlaga családonként, ill. főcsaládonként)

	Galatheidae	Porcellanidae	Dynomenidae	Prosopidae	Dromiidae	Xanthoidea
Miocene. Budapest	1.59	0.93	-	-	0.80	0.64
Miocene. Dunakanyar	1.59	1.08	0.78	-	0.84	0.66
Miocene. Olérdola	1.40	1.08	-	-	0.80	0.69
Miocene. Megami	1.71	1.00	0.83	-	-	0.69
Priabonian. Budapest	1.39	1.07	0.72	-	0.89	0.69
Selandian. Kambühel	1.75	1.40	0.93	-	1.00	0.77
Danian. Fakse	1.45	-	0.85	1.20	-	0.83
Albian. Orobe	1.42	-	0.73	1.05	-	-
Kimmeridgian. Kehlheim	1.54	-	0.99	1.26	-	-
Oxfordian. Biburg	1.48	-	-	1.33	-	-

about 10%. The role of Galatheidae is the highest in the Cretaceous. The superfamily Xanthoidea is dominating through the Cenozoic, but its relative importance depends highly by individual localities.

Changes of carapace form in some associations are summarised in *Table 1.*

Generally the elongate carapace is replaced in time by wider forms. This change is different in different families. Carapaces of the members of the family Galatheidae hardly change from the Jurassic to the Miocene (or today). Porcellanidae species gets wider from the Danian to the Priabonian. From the Late Eocene on an almost isometric form dominates.

Xanthidae forms show a slow and consequent broadening through geological times. Dromiidae species also widen slightly. The dominant group, in the Mesozoic the Prosopidae, further the Dynomenidae, and finally the Xanthidae, viewed together, reveal a continuous widening. This trend may reflect adaptational processes.

Acknowledgements

I owe with thank to my family for the support of my work. My brother, Miklós Müller helped a lot by improving the text. My colleagues, before all József Kókay, Sándor Mihály, Péter Solt, György Lelkes, Ágnes Tóth-Makk, Györgyi Juhász and Klára Palotás helped me significantly. Professors Fritz Steiniger and Michael Türkay of the Senckenberg Museum (Frankfurt am Main) gave inestimable help during my work there. Drs. René Fraaye and Miklós Monostori, as reviewers, gave excellent ideas for improving the manuscript. The No 30046 project of the National Scientific Research Found was a principal help during this work.

References

Alvarez, G., Busquets, P. & Permanyer, A. 1977: Growth dynamic and stratigraphy of Sant-Pau d'Ordal Miocene patch-reef (prov. of Barcelona, Catalonia). – *Mém. BRGM* **89**, 367–377.

Bachmayer, F. & Tollmann, A. 1953: Die Crustaceen-Fauna aus dem tortonischen Leithakalk (Steinbrüche der Firma Fenk) bei Groß-Höflein im Burgenland. – In: Kober-Festschrift, Skizzen zum Antlitz der Erde, Wien, 308–314, pl. 1.

BERNECKER, M. & WEIDLICH, O. 1990: The Danian (Paleocene) coral limestone of Fakse, Denmark: A model for ancient aphotic, azooxanthellate coral mounds. – *Facies* **22**, 103–138.

BITTNER, A. 1877: Über Phymatocarcinus speciosus Reuss. – *Sitzungsberichten Math. Nat. Classe der Akademie der Wissenschaften Wien* I Abteilung **75**, 435–447, pl. 1.

BESCHIN, C., CHECCHI, A. & UNGARO, S. 1996: Crostacei Brachiuri dell'Oligocene di Castelgomberto. – *Studi e Ricerche - Associazione Amici di Museo Civico "G- Zannato" - Montecchio Maggiore* **6**, 11–20.

BESCHIN, C., DE ANGELI, A. & CHECCHI, A. 2001: Crostacei decapodi associati a coralli della "Formazie di Castelgomberto. – *Studi e Ricerche - Associazione Amici di Museo Civico "G- Zannato" - Montecchio Maggiore* **2001**, 13–30.

BOSELLINI, F. R. & A. RUSSO 1995: The scleractinian genus Actinacis. Systematic revision and stratigraphic record of the Tertiary species with special regard to Italian occurrences. – *Rivista Ital. Pal. e Strat.* **101/2**, 215–230

BÖHM, J. 1922: Crustacea. – In: MARTIN, K.: Die Fossilien aus Java. – *Sammlung Geologischen Reichsmuseum Leiden Neue Folge* **1/2**.

BROCCHI, P. 1883: Note sur les Crustacés fossiles des terrains tertiaires de la Hongrie. – *Ann. Sci. Géol.* **14/2**, 1–8, pls. 1, 2.

CHECCHIA-RISPOLI, G. 1905: I Crostacei dell'Eocene dei dintorni di Monreale in provincia di Palermo. – *Giornale della Societa Scienze Naturale e Economiche di Palermo* **25**, 309–325. tav. 1.

COLLINS, J. S. H. & JAKOBSEN, S. L. 1994: A synopsis of the biostratigraphic distribution of the crab genera (Crustacea, Decapoda) of the Danian (Palaeocene) of Denmark and Sweden. – *Bull. Mizunami Fossil Mus.* **21**, 35–46.

DE ANGELI, A. & GARASSINO, A. 2002: Galatheid, Chirostylid and Porcellanid decapods (Crustacea, Decapoda, Anomura) from the Eocene and Oligocene of Vicenza (N Italy). – *Memorie della Societá Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano* **30/3**, 1–40, plates 1–9.

DE ANGELI, A. & GARASSINO, A. 2003: Galatheids, chirostylids and porcellanids (Crustacea, Decapoda, Anomura) from the Eocene and Oligocene of Vicenza (northern Italy). – *Contributions to Zoology* **72/2–3**, 97–100.

DE ANGELI, A. &. MESSINA, V 1997: Galathea weinfurteri Bachmayer (Crustacea, Anomura) nell'Oligocene di Perarolo (Vicenza, Nord Italia). – *Studi e Ricerche – Assoziazione Amici Museo Civico "G. Zannato" – Montecchio Maggiore* **6**, 17–21.

DI SALVO, G. 1933: I crostacei del terziario inferiore della Provincia di Palermo. – *Giornale di Scienze Naturale ed Echonomiche* **37/3**, 1–46, pls. 1–2.

ESTEBAN, M. 1977: El arrecife de Santa Pola. – In: ESTEBAN, M. & ORLI, F. (Eds): Prmero Seminariode associoaciones arrecifales evaporiticos, Universidad de Barcelona, 4.11–5.5.

ESTEBAN, M. 1980: Significance of the upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **29**, 169–188.

FELDMANN, R. M. 1990: Decapod crustacean paleobiogeography: resolving the problem of small sample size. – In: MIKULIC, D. G. (ed.): Short courses in Paleontology 3: Arthropod Paleobiology: The Paleontological Society, 303–315.

FLORIS, S. 1992: Koralbankerne i Fakses kalkbrud. – *Naturens Verden* **1992**, 352–360.

FOLLOWS, E. J. 1992: Patterns of reef sedimentation and diagenesis in the Miocene of Cyprus. – *Sedimentary Geology* **70**, 225–253.

FÖRSTER, R. 1979: Decapod crustaceans from the Middle Miocene (Badenian) deposits of Southern Poland. – *Acta Geol. Pol.* **29/1**, 89–106, pls. 1–4.

FRAAIJE, R. H. B. 2003: Evolution of reef-associated decapod crustaceans through time, with particular reference to the Maastrichtian type area. – *Contributions to Zoology* **72/2–3**, 119–130.

FRAAYE, R. H. B. & COLLINS, J. S. H. 1996: Two new decapod crustaceans from the Portlandian of Dorset, England. – *Proceedings of the Geologists' Association* **107**, 323–326.

FRIEBE, G. 1987: Eine Krabben-Fauna aus dem Leithakalk (Badenien) von Wurzing bei Wildon, Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* **117**, 57–65, pls. 1, 2.

FRIEBE, G. 1990: Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Sterisches Becken, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.* **133/2**, 223–257.

GLAESSNER, M. F. 1924: Über eine neue Miozäne Krabbe und die Dekapodenfauna des Wiener Beckens. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **6**, 109–118.

GLAESSNER, M. F. 1928: Die Dekapodenfauna des österreichischen Jungtertiärs. – *Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien* **78/1–2**, 161–219, pls. 3, 4.

GLAESSNER, M. F. 1931: Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **81**, 1–9.

GLAESSNER, M. F. 1969: Decapoda. – In: MOORE, R. C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, part. R. Arthropoda 4. 2. 464 p.

GÓRKA, M. 2002: The Lower Badenian (Middle Miocene) coral patch reef at Grobie (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland), its origin, development and demise. – *Acta Geologica Polonica* **52/4**, 521–534.

GUINOT, D. 1967: Recherches préliminaires sur les groupements naturels chez les Crustacés Décapodes Brachyoures. III. A propos des affinités des genre Dairoides Stebbing et Daira de Haan. – *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle* 2e **39/3**, 540–563.

HARZHAUSER, M., MANDIC, O. & ZUSCHIN, M. 2003: Changes in Paratethyan marine molluscs at the Early/Middle Miocene transition: diversity, palaeogeography and palaeoclimate. – *Acta Geologica Polonica* **53/4**, 323–339.

HÖFLING, R., MOUSSAVIAN, E. & PILLER, W. E. 1987: Facial development of algae-bearing carbonate sequences in the Eastern Alps. – Field Trip Guidebook International Symposium Munich–Vienna, 5–17.

ITOIGAWA, J. 1989: Tropical spike in early middle Miocene (CA 16 MA) of southwest japan. – *Proceedings of International Symposium on Pacific Neogene Continental and Marine Events* 19–26.

JABLONSKI, D. 1995: Extinctions in the fossil record. – In: LAWTON, J. H. & MAY, R. M. (eds) Extinction rates. Oxford University Press 25–44.

KARASAWA, H. 1993: Cenozoic decapod Crustacea from Southwest Japan. – *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum* **20**, 1–92, pls. 1–24.

KÓKAY J., MIHÁLY S. & MÜLLER P. 1984: Bádeni korú rétegek a budapesti Örs vezér tere környékén. Badenian layers at the Eastern part of Budapest. – *Földtani Közlöny* **114/3**, 285–295.

KÖHLER, E., SALAJ, J. & BUSEK, S. 1993: Paleogeographical development of the Myjava sedimentary area (Western Slovakia) during the existence of the Paleocene reef complex. – *Geologica Carpathica* **44/6**, 373–380.

LEIN, R. 1982: Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paläozäner Riffkalke in der Mürztaler Alpen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **28**, 121–132.

LELKES Gy. & MÜLLER P. 1984: Foraminifera-alga onkoidok a budapesti miocénban. Foraminiferal–algal oncoids from the Miocene of Budapest. – *Földtani Közlöny* **114/3**, 349–356.

LŐRENTHEY I. 1911: Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. New data to the geology of the Tertiary sediments of Budapest). – *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **29**, 515–535.

LŐRENTHEY, I. & BEURLEN, K. 1929: Die fossilen Dekapoden der Länder der ungarischen Krone. – *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **3**, 1–420.

MEYER, H. v. 1860: Die Prosoponiden oder Familie der Maskenkrebse. – *Palaeontographica* **7**, 183–222, pl. 23.

MILNE, E. A. 1882: Note sur un Crustacé du Terrain Crétacé appartenant au genre Porcellana. – *Annales des Sciences Géologiques* **12**, art 1 bis, 1.

MÜLLER P. 1984: A bádeni emelet tízlábú rákjai. Decapod Crustacea of the Badenian. – *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica*, **42**, 1–123, pl. 1–97.

MÜLLER, P. 1984a: Messinian and older decapods from the Mediterranean with description of two new species. – *Ann. Géol. Pays Hellén.* **32**, 25–34, pls. 1, 2.

MÜLLER, P. 1993: Neogene decapod crustaceans from Catalonia. – *Scripta Mus. Geol. Semin. Barcinonensis* **225**, 1–39, pls. 1–11.

MÜLLER, P. 1996: Miocene Decapod Crustacea from southern Poland. – *Prace Muz. Ziemi, Prace paleozoologiczne* **43**, 3–14, pls. 1, 2.

MÜLLER, P. & COLLINS, J. S. H. 1991: Late Eocene coral-associated decapods (Crustacea) from Hungary. – *Contr. Tert. Quatern. Geol.* **28/2–3**, 47–92, pls. 1–8.

MÜLLER, P., KROBICKI, M. & WEHNER, G. 2000: Jurassic and Cretaceous primitive crabs of the family Prosopidae (Decapoda: Brachyura) – their taxonomy, ecology and biogeography. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae* **70**, 49–79.

MÜLLER, P., SCHWEITZER, C., FELDMANN, R & JAKOBSEN, S (in prep.): Palaeocene decapod crustaceans from a reefal facies, in Kambühel, Austria. – *Annals of the naturhist. Museum Wien.*

PATRULIUS, D. 1969: Geologia Masivului Bucegi si a Culoarului Dîmbovicioara. – *Editura Academiei Republicii Socialiste România, Bucuresti* 1–312

PISERA, A. 1996: Miocene reefs of the Paratethys: a review. – In: Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean Regions, *SEPM Concepts in Sedimentology and Palaeontology* 5, 97–104.

PLOCHINGER, B. 1967: Ertläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – *Geologische Bundesanstalt*, Wien 1–142.

PLOTNICK, R., BAUMILLER, T. & WETMORE, K. 1988: Fossilization potential of the mud crab, Panopeus (Brachyura: Xanthidae) and temporal variability in crustacean taphonomy. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **63**, 27–43.

RATHBUN, M. J. 1934: Fossil decapod crustaceans from Vitilevu, Fiji – *Bernice P. Bishop Museum Bulletin* **119**, 238–241, pl. 44.

RATHBUN, M. J. 1945: Decapod Crustacea. – In: LADD, H. S. & HOFFMEISTER, J. E.: *Geology of Lau*, 373–391, pls. 54–62.

REUSS, R. v. 1871: Phymatocarcinus speciosus, eine neue fossile Krabbe aus dem Leithakalke des Wiener Beckens. – *Sitzungsber. math.-naturwiss. Klasse der Akad. Wiss. Wien* **63–64,1–5**, 325–330, pl. 1.

RÖGL, F. 1998: Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). – *A. Naturhist. Mus. Wien* **99A**, 279–310.

RUIZ DE G. M. 1943: Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe (Alsasua). – *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* **40**, 425–433, pl. 28.

SAINT MARTIN, J.-P. & MÜLLER, P. 1988: Les Crustacés Décapodes du Messinien d'Oranie (Algérie). – *Geobios* **21/2**, 251–257, pl 1, Lyon.

SAINT MARTIN, J-P., MÜLLER, P., MOISSETTE, P., DULAI, A. 2000: Coral microbialite environment in a Middle Miocene reef of Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **160/3–4**, pp. 179–191.

SCHÄFER, W. 1951: Fossilizations-Bedingungen brachyurer Krebse. – *Senckenberg am Meer* **145**, 221–238, pl. 53–54.

SCHOLZ G. 1970: A visegrádi Fekete-hegy tortonai korall faunája. – *Földt. Közl.* **100**, 192–206.

SCHWARZ, T. 1997: Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene Palaeoclimate. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **129**, 37–50.

SEGERBERG, K. O. 1900: De anomura och brachyura dekapoderna inom Skandinaviens Yngre krita. – *Geol. Fören. Förhandl.* **22/5**, 347–388, pls. 7–9.

Serène, R. 1972: On the brachyuran fauna of the Indo-Pacific coral reefs. – In: *Proc. Symp. Corals and Coral Reefs. – Mar. biol. Ass. India*, 419–424.

TRAGELEHN, H. 1996: Maastricht und Paläozän am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich, Steiermark). – Manuscript Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, VI, 1–216, 4 tables.

TURNŠEK, D. & DROBNE, K. 1998: Paleocene corals from the Northern Adriatic Platform. – *Dela SAZU 4. razr.* **34/2**, 129–154.

VIA BOADA, L. 1981: Les crustaces decapodes du Cenomanien de Navarra (Espagne): premiers resultats de l'étude des Galatheidae. – *Géobios* **14/2**, 247–251.

VIA BOADA, L. 1982: Les Galatheidae du Cenomanien de Navarra (Espagne). – *Annales de Paléontologie* **68/2**, 107–127, pls. 1–3.

WEHNER, G. 1988. Über die Prosopiden (Crustacea, Decapoda) des Jura. Inaugunal. – Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig – Maximilians – Universität zu München, self-edition. 1–154.

WRIGHT, C. W. & COLLINS, J. S. H. 1972: British Cretaceous crabs. – *Palaeontological Society Monographs* **533**, 1–114, pls. 1–22.

WRIGHT, C. W. 1997: New information on Cretaceous crabs. – *Bull. nat. Hist. Mus. London (Geol.)* **53/2**, 135–138.

ZUSCHIN, M., HOHENEGGER, J. & STEININGER, F. F. 2000: A comparison of living and dead molluscs on coral reef associated hard substrata in the northern Read Sea – implications for the fossil record. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **159**, 167–190.

Kézirat beérkezett: 2004. 03. 03.

Földtani Közlöny 134/2, 257–279. (2004) Budapest

Kitettségi kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben keletkező kozmogén izotópokkal

Methods of exposure age and erosion rate determination using terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides

RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia[1]

(10 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: kozmogén izotópok, kitettségi kor, eróziós ráta, kormeghatározás
Keywords: cosmogenic nuclides, exposure age dating, erosion rate

Abstract

The role of radiometric age determination is getting increasingly significant in geosciences. Using these methods the quantification of the processes like landscape evolution, structural movements and denudation is possible. This way radiometric age can be attributed for example to geologic formations formerly dated only by relative chronologic methods. However, for the correct interpretation of these data, it is essential to be aware of the basics and uncertainties of the methods.

Using terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides it is possible to determine exposure age and erosion rates of palaeosurfaces or characteristic landforms. Exposure age of the rock is the time ellapsed since it has been exposed to cosmic irradiation. The method is applicable in the time period of 10^2–10^6 years for wide lithologic variety. It covers the whole Quaternary and even Pliocene times, thus it serves as a tool in the Quaternary research up to even Late Holocene times.

In the international literature the in situ cosmogenic nuclides are already applied in wide range of geologic, geomorphologic problems. This paper provides a review of the theoretic and practical fundamentals of the application of in situ produced cosmogenic isotopes in geosciences. In one respect it aims at giving a helping hand to the Hungarian geoscientists in the interpretation of the terrestrial in situ cosmogenic data. On the other hand, with the application of this method in Hungary, ancient questions of the landscape evolution can be answered. The terrace chronology and the age of palaeosurfaces are among these open questions. Besides, the determination the erosion rate of drainage basins or the incision rate of rivers makes feasible the quantification of the vertical structural movements and surface stability. These data are indispensable for the better understanding of the short, middle and occasionally long time range landscape evolution processes. Hence it is important to introduce the in situ cosmogenic nuclides as a potential tool for the Hungarian geochronology.

Összefoglalás

A radiometrikus kormeghatározási módszerek egyre fontosabb szerepet töltenek be a földtudományokban. Ezek segítségével a földtörténeti múlt felszínfejlődési folyamatai, a szerkezeti mozgások és a lepusztulási folyamatok számszerűsíthetők. Ily módon a korábban csak relatív kronológiai módszerekkel vizsgált térszínekhez és formációkhoz konkrét koradatok rendelhetők. E módszerek alapelveinek és bizonytalansági tényezőinek ismerete elengedhetetlen az irodalomban fellelhető adatok helyes értelmezéséhez.

A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópos módszer alkalmas paleofelszínek, jellegzetes felszínformák kitettségi korának és lepusztulási sebességének meghatározására. Egy kőzet kitettségi kora az az időtartam, amióta az adott felszínt a kozmikus sugárzás éri. A módszer sokoldalúan alkalmazható 10^2–10^6 éves időtartományban, változatos litológiai feltételek mellett. A teljes negyedidőszakot és pliocént lefedi, így a negyedidőszak kutatás fontos eszközeként szolgál egészen a késő-holocénig.

[1]ELTE, Természetföldrajzi Tsz. H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány. 1/c,
e-mail: rzsofi@ludens.elte.hu

E cikk a helyben keletkező kozmogén izotópos módszer alapelveit, alkalmazásának alapvető kérdéseit ismerteti. Így a nemzetközi szakirodalomban egyre gyakrabban feltűnő kozmogén izotópos méréseken alapuló adatok helyes értelmezésében kíván eligazítani. Emellett a helyben keletkező kozmogén izotópok segítségével sok, eddig megoldásra váró földtani, geomorfológiai kérdés megválaszolható lesz hazánkban. Ilyen például a folyóteraszok korbesorolása, vagy magasabban fekvő geomorfológiai szintek kialakulási idejének megismerése. Helyben keletkező kozmogén izotópokkal meghatározható vízgyűjtők lepusztulási sebessége, vízfolyások bevágódási rátája is. Ezenkívül lehetséges a függőleges kéregmozgások és a felszínfejlődés számszerűsítése, ami lényeges a felszín rövid-, közép-, esetenként hosszú távú stabilitása tekintetében. Éppen ezért fontos, hogy a hazai földtudomány eszköztárában is meghonosodjanak a helyben keletkező kozmogén izotópos vizsgálatok.

Bevezetés

A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópok (in situ produced cosmogenic nuclides) koncentrációjának meghatározásával lehetővé vált a felszínfejlődés újszerű, konkrét korméréseken alapuló vizsgálata. Az 1990-es évektől egyre szélesebb körben elterjedt a módszer, egyre több földtani és geomorfológiai kérdés megoldásához, kronológiai elhelyezéséhez használják világszerte. E módszerrel többek között paleofelszínek vagy jellegzetes felszínformák kialakulási kora és pusztulási sebessége (pl. SCHÄFER et al. 1999; ALBRECHT et al. 1993; BRINER & SWANSON 1998; HEIMSATH et al. 2001), vízfolyások bevágódási sebessége (pl. GRANGER et al. 1997; BROCARD et al. 2003), vetők menti elmozdulás sebessége (pl. RITZ et al. 1995; SIAME et al. 1997; VAN DER WOERD et al. 1998), teljes vízgyűjtők átlagos lepusztulási rátája (pl. SCHALLER et al. 2001, 2002; GRANGER et al. 1996) valamint kőzetfelszínek és üledékek betemetődési kora határozható meg (pl. LAL 1991; GRANGER et al. 1997).

Hagyományos módszerekkel az erózióval kialakult paleofelszínek létrejöttének minimum és maximum kora adható meg a felszínt borító üledékek és a felszín kőzetanyagának korával. Fedetlen felszínek kormeghatározása a geomorfológiai kutatások egyik legnagyobb problémáját jelenti, datálható anyag híján ezek kialakulásáról, lepusztulásáról többnyire nem állnak rendelkezésre számszerű koradatok. A helyben keletkező kozmogén izotópok lehetőséget adnak mind a felhalmozódással keletkezett felszínek, mind a csupasz kőzetfelszínek kitettségi korának (exposure age), vagyis kialakulási idejének számszerű meghatározására (pl. BIERMAN 1994; WATCHMAN & TWIDALE 2002; REPKA et al. 1997, VAN DER WATEREN & DUNAI 2001).

A lepusztulás sebességének jobb megismerése napjainkban szintén fontos kérdés. Az erózió a szerkezeti deformáció folyamatainak, valamint a felszín stabilitásának fontos mutatója. A lepusztulás sebessége hagyományosan indirekt módon, a vízfolyások hordalékhozamának mérésével, vagy az üledékgyűjtőben felhalmozódott üledékek térfogatának becslésével mérhető. Ily módon csak nagyobb területek átlagos lepusztulási rátájának meglehetősen durva becslése lehetséges. A helyben keletkező kozmogén izotópokkal azonban közvetlenül a pusztuló felszín eróziójának mértéke is meghatározható (pl. LAL 1991; SARDA et al. 1993), ami a valóságot a korábbiaknál lényegesen jobban megközelítő felszínfejlődési modellek felépítését teszi lehetővé.

A módszer elméleti alapjai

Helyben keletkező kozmogén izotópok a felszínfejlődés vizsgálatában

A kőzettestben in situ keletkező kozmogén izotópokkal kőzetfelszínek kialakulási és betemetődési korának, valamint lepusztulási sebességének meghatározása lehetséges. A kitettségi kor a kőzettest által a felszínen töltött időt jelenti, ami megadja, hogy a vizsgált kőzetminta hány éve van kitéve a kozmikus sugárzásnak. A módszer alapja, hogy a korábban nagyobb felszín alatti mélységben elhelyezkedő kőzetet nem érte kozmikus sugárzás, így a kozmogén izotópok hiányoztak belőle. A felszín közelébe, ill. a felszínre kerülve a kozmogén izotópok felhalmozódása megkezdődik. A vizsgált kőzetben mérhető kozmogén izotóp koncentráció tehát arányos a kőzettest felszínre kerülése óta eltelt idővel, vagyis a kőzet kitettségi korával.

Amennyiben a megmintázott kőzettest egy jellemző geomorfológiai szintet képvisel, úgy a kőzet kitettségi kora megegyezik az adott geomorfológiai szint kialakulásának korával. A geomorfológiai szintek kialakulhatnak lepusztulással, vagy felhalmozódással így a kitettségi kor meghatározásakor a vizsgált felszín genetikáját feltétlenül figyelembe kell venni.

Ismert korú, a kialakulást követően erózió által nem érintett felszínek esete speciális. Ilyenek az ismert korú vagy más módon datált lávafolyások és glaciális felszínek. Ilyenkor lávakőzetek esetén a kitettségi kor megegyezik a kőzet keletkezésének korával, így lehetőség nyílik a módszer közvetlen, vagy $^{40}K/^{40}Ar$, ill. $^{39}Ar/^{40}Ar$ módszerrel történő kalibrálására, a kozmogén izotópok keletkezési rátájának pontos meghatározására (pl. CERLING 1990; KURZ et al. 1990; SCHÄFER et al. 1999). Jégcsiszolta felszínek esetén hasonlóképpen van mód a kalibrációra, amennyiben ismert a jég visszahúzódásának ideje (pl. NISHIIZUMI et al. 1989).

A kozmikus sugárzás hatására keletkező különféle izotópok lehetővé teszik a kitettségi kor meghatározását sokféle kőzeten, 10^2–10^6, stabilizotópok esetén akár 10^7 év nagyságrendű időskálán. E módszerrel lehetőség nyílik a napjainkban a negyedidőszak kutatása során rutinszerűen használt kormeghatározási módszerek alkalmazhatósági határánál idősebb térszínek datálására is. A ^{14}C, a lumineszcencia és a Th/U módszer csak 30–50, 100–120 és 350 ezer éves időtartamra ad visszatekintést, szemben a kozmogén izotópok több millió évet felölelő időskálájával. A kitettségi kor mérések lefedik a negyedidőszak teljes időtartamát, sőt egyes izotópok kitekintést engednek a harmadidőszak végére is. Ez olyan geokronológiai problémák megoldását (pl. jellemző felszínformák radiometrikus korának meghatározása) teszi lehetővé, amire korábban – a megfelelő módszer hiányában – nem volt lehetőség. Így a kitettségi kor meghatározás alkalmazása az elmúlt másfél évtized során rutinszerűvé vált a geomorfológiai és morfotektonikai kutatások terén (pl: ALBRECHT et al. 1993; GRANGER et al. 2001; VAN DER WATEREN & DUNAI 2001; SCHALLER et al. 2001).

A kitettségi kor meghatározásának elmélete

A módszer elméleti alapja, hogy szilárd kőzetekben a kozmikus sugárzás hatására nuklidok keletkeznek. A nuklid meghatározott proton- és neutron-

számmal jellemzett atommag. Ha egy elemhez több nuklid tartozik, ezeket izotópoknak nevezzük. A továbbiakban az angol nyelvű irodalomban használt nuklid (cosmogenic nuclide) elnevezés helyett magyar használatban elterjedt, és a kozmogén nuklidok esetében ugyanúgy helyes izotóp elnevezést használom. A kozmogén izotópok közül két stabilizotóp (^{3}He, ^{21}Ne) és hét radioaktív izotóp (^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{14}C, ^{39}Ar, ^{41}Ca, ^{32}Si) halmozódhat fel a kőzetekben mérhető mennyiségben (LAL 1991; WAGNER 1998). A kozmogén stabilizotópok koncentrációja (N, atom/g) a kőzetekben a produkciós ráta függvényében (P, atom/g/év) a kitettségi korral (t, év) arányosan növekedik:

$$N = P \times t \qquad (1)$$

A közelmúltig a kozmikus sugárzás hatására keletkező izotópokat alkalmazó tanulmányok a Föld légkörében keletkezett izotópokra korlátozódtak (legelterjedtebb ezek közül a ^{14}C, de ilyen a ^{3}H, a ^{10}Be, az ^{26}Al, a ^{36}Cl, az ^{39}Ar, a ^{32}Si és a ^{81}Kr is). A légkörben keletkező izotópok a víz körforgása során bekerülhetnek az üledékgyűjtő rendszerekbe, lehetővé téve ezek alkalmazását a földtudományok területén.

A mérési technika fejlettsége (gyorsító tömeg-spektrométer, AMS) azonban napjainkban már lehetővé teszi a kőzetekben az atmoszferikusnál lényegesen kisebb mennyiségben, helyben keletkező kozmogén izotópok mérését is. A kozmikus sugárzás hatására a kőzetekben két stabil, nemesgáz izotóp (^{3}He, ^{21}Ne) és négy radioaktív izotóp (^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{41}Ca) keletkezik és halmozódik fel mérhető mennyiségben.

A kozmogén izotópok keletkezése a litoszférában

A nagy energiájú kozmikus sugárzás a földi atmoszférát elérve reakcióba lép a levegő alkotóelemeivel. E reakció során a 98%-ban protonokból álló elsődleges sugárzás neutronok uralta, másodlagos sugárzássá alakul. A kozmikus sugárzásból származó másodlagos részecskék hatására keletkezik a litoszférában az in situ kozmogén izotópok nagy része. A másodlagos sugárzásban a neutronok mellett elektronok, müonok és fotonok vesznek részt. Ezek közül a gyors és a termikus neutronok, valamint a müonok rendelkeznek elegendő energiával ahhoz, hogy a földfelszínt elérve kozmogén izotópokat hozzanak létre (CERLING & CRAIG 1994; NIEDERMANN 2002).

A kozmogén izotópok keletkezésének mechanizmusai

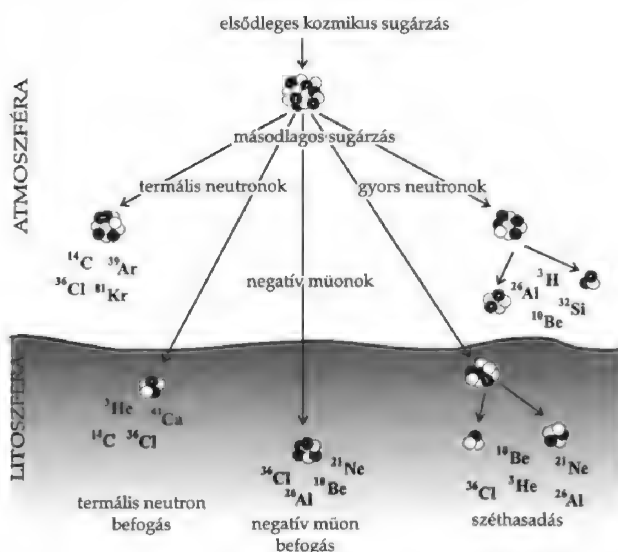
A kőzetekben helyben képződő izotópok „spallációval" (spallation), termális neutron befogással (thermal neutron capture) és müonok által kiváltott reakciók során jönnek létre (*1. táblázat, 1. ábra*).

A széthasadás folyamata a legfontosabb nukleáris kölcsönhatás a felszíni kőzetek esetében csakúgy, mint az atmoszférában. Ennek során egy nagy sebességű beérkező neutron kitaszít néhány protont és neutront az atommagból. Az így keletkező izotópok tehát néhány atomi tömegegységgel könnyebbek lesznek, mint az eredeti atommag a kölcsönhatás előtt. Az így keletkező ^{3}He, ^{21}Ne, ^{10}Be, ^{26}Al és ^{36}Cl izotópok jelentősége a geomorfológiai kutatásokban rendkívül nagy.

1. táblázat A földtani alkalmazások szempontjából jelentősebb helyben keletkező kozmogén izotópok és főbb tulajdonságaik. (CERLING & CRAIG 1994, WAGNER 1998, NIEDERMANN 2002)

Table 1 Production and half-life of terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides of widest applicability range in geosciences (CERLING & CRAIG 1994, WAGNER 1998, NIEDERMANN 2002)

Izotóp	Felezési idő (év)	Fő cél-atomok a litoszférában	A kozmogén izótópok keletkezési módja a litoszférában
^{3}He	stabil	O, Si, Al, Mg, stb.	széthasadás, (termális neutron befogás)
^{21}Ne	stabil	Mg, Na, Si, Al	széthasadás, (negatív müon befogás)
^{10}Be	$1{,}5 \times 10^{6}$	O, Si, Al	széthasadás, (negatív müon befogás)
^{26}Al	$0{,}71 \times 10^{6}$	Si, Al	széthasadás, (negatív müon befogás)
^{36}Cl	$0{,}30 \times 10^{6}$	Cl, K, Ca	termális neutron befogás, (negatív müon befogás)
^{41}Ca	$0{,}10 \times 10^{6}$	Ca	termális neutron befogás
^{14}C	5730	C, O	termális neutron befogás



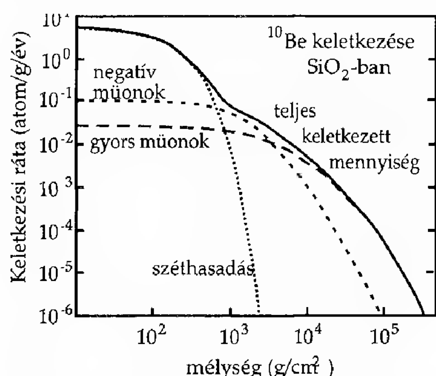
1. ábra. Kozmogén izotópok keletkezése a légkörben és a litoszférában (WAGNER 1998 után)

Fig. 1 Production of cosmogenic nuclides in the atmosphere and in the lithosphere (after WAGNER 1998)

A gyors neutronok koncentrációja a felszín alatt exponenciálisan csökken. 50–60 cm-es mélységben a felszínre érkező fluxus már csupán a felszíni érték e^{-1}-ed része (36,8% — WAGNER 1998).

Az atommagok képesek a termális sebességre lelassult neutronok befogására. E folyamatot termális neutron befogásnak nevezzük. Ebben az esetben a keletkező izotóp egy atomi tömegegységgel nehezebb lesz, mint a cél atommag volt. E folyamat jelentősége a kőzetekben keletkező nemesgázok esetében elhanyagolható.

A negatív müonok az elektronoknál nehezebb részecskék. A tengerszintben levő felszíni kőzetek esetében az in situ kozmogén izotópoknak csupán néhány százaléka keletkezik negatív müon befogással, így a kitettségi kor vizsgálatok során többnyire figyelmen kívül hagyhatók. Kis reakcióképességük következtében azonban lényegesen mélyebbre képesek behatolni a kőzettestbe, mint a kozmikus sugárzásban részt vevő többi részecske, ezért relatív jelentőségük a



2. *ábra* A ^{10}Be izotóp keletkezési rátái a litoszférában a mélység függvényében (HELSINGER & NOLTE 2000)

Fig. 2 Dependence of production rates of 10Be on depth in the lithosphere (HELSINGER & NOLTE 2000)

mélységgel nő, és pár méterrel a felszín alatt uralkodóvá válik. Így a negatív müon befogás fontos lehet például árnyékolt minták, valamint a gyors erózióval jellemezhető területek esetében. A gyors müonok által kiváltott reakciók jelentősége felszíni kőzetekben elhanyagolható (NIEDERMANN 2002).

A 2. *ábra* a kozmogén izotópok keletkezési rátájának felszín alatti mélység függvényében történő változását mutatja be a ^{10}Be izotóp példáján. Jól látható az egyes keletkezési módok eltérő szerepe különböző mélységekben.

Stabil- és radioaktív izotópok

A litoszférában keletkező kozmogén izotópok nukleáris aktivitásuk alapján két csoportra oszthatók. A stabilizotópok nem bomlanak el, így koncentrációjuk az idővel folyamatosan nő. Ezzel szemben a radioaktív izotópok bomlása a kialakulásukkal egy időben megkezdődik, így a koncentráció növekedése exponenciálisan lassuló ütemet mutat az egyensúlyi szint eléréséig. Így (1) alapján

$$N = e^{-\lambda \times t} \times P / \lambda \qquad (2)$$

ahol λ a bomlási állandó (1/év).

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \qquad (3)$$

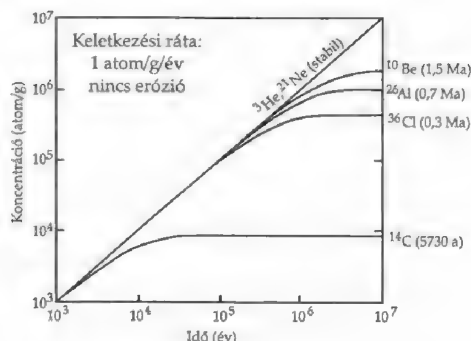
ahol $t_{1/2}$ a felezési idő ($t_{1/2}$=0,693/λ).

A radioaktív izotópok koncentrációja négy-öt, az adott izotópra jellemző felezési idő után éri el az egyensúlyi állapotot, tehát minél rövidebb egy izotóp felezési ideje, annál előbb kerül egyensúlyi helyzetbe. Ilyenkor a keletkező és lebomló izotópok mennyisége megegyezik, vagyis az izotóp koncentrációja nem nő tovább a kőzetben (3. *ábra*). Az egyes izotópok koncentrációja egyensúlyi állapot elérése után (N_g) a keletkezési ráta (P) és a bomlási állandó (λ) ismeretében kiszámítható:

$$N_g = P / \lambda \qquad (4)$$

A módszer nem alkalmazható három-négy felezési időnél hosszabb kitettségi korok mérésére. A legfontosabb stabil és radioaktív izotópok felezési ideje és jellemző keletkezési módja az 1. *táblázat*ban tekinthető meg.

Amennyiben a kőzet befedődik, a stabilizotópok mennyisége nem változik. A stabilizotópok tehát alkalmasak jelenleg fedett felszínek egykori kitettségi időtartamának mérésére. A radioaktív izotópok koncentrációja azonban a felezési időnek megfelelően exponenciális csökkenésnek indul. Így a radioaktív izotópok

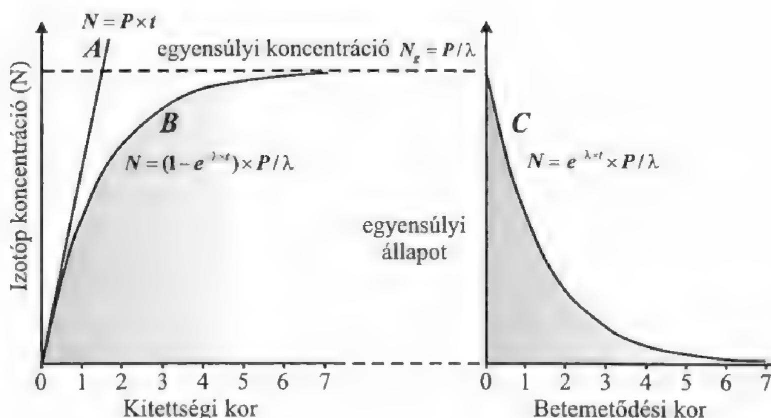


3. *ábra.* A kozmogén izotópok koncentrációja állandó keletkezési ráta és nulla erózió esetén. Az egyes izotópok mögött a felezési idejük zárójelben van feltüntetve. (CERLING & CRAIG 1994 után)

Fig. 3 Concentration of cosmogenic nuclides in case of constant production rate and none erosion. The half-lives of the nuclides are shown in brackets (after CERLING *&* CRAIG *1994)*

segítségével egy adott kőzet/felszín betemetődése óta eltelt idő is megadható. A radioaktív kozmogén izotópok koncentrációja exponenciálisan csökken az idővel (4. *ábra*):

$$N = (1 - e^{-\lambda \times t}) \times P / \lambda \qquad (5)$$



4. *ábra* A kozmogén izotóp koncentráció változása a kőzetekben a kitettség (A, B) és a betemetődés óta eltelt idő (C) függvényében. A: a stabilizotópok lineáris növekedése, B: a radioaktív izotópok exponenciálisan csökkenő növekedése az egyensúlyi állapot eléréséig, C: a radioaktív izotópok koncentációjának a kőzetfelszín betemetődését követő exponenciális csökkenése. A kitettségi kor az izotóp koncentráció növekedési fázisában, a betemetődési kor az izotópok bomlási fázisában értékelhetők (szürke színezés) (WAGNER 1998)

*Fig. 4 Concentration of cosmogenic nuclides in function of the time elapsed since exposure (A, B), and since complete shielding (C). A: linear growth of stable nuclides, B: exponentially decreasing growth of radioactive nuclides until reaching the equilibrium level, C: exponential decrease of radioactive nuclides after complete shielding. Exposure ages can be evaluated in the built-up phase, and decay ages in the decline phase of the isotopes (grey colouring) (*WAGNER *1998)*

Ily módon felszínek betemetődésének, barlangjáratok kitöltésének kora adható meg, mely események a felszínfejlődés fontos stádiumait jelezhetik.

A jelenleg fedetlen kőzetfelszínek is lehettek a földtörténeti múlt során fedettek, ill. időszakosan fedettek (talajtakaró, hóborítás stb.), ami jelentős eltérést eredményezhet a valós kitettségi kor és a mért kor között. A mintavétel és a mérés eredményének interpretálása során e hibalehetőségeket feltétlenül mérlegelni kell.

A kozmogén izotópok keletkezését befolyásoló tényezők (scaling factors)

Az in situ kozmogén izotópok keletkezési sebességének (produkciós rátájának) ismerete előfeltétele a módszer alkalmazásának. Igen kis keletkezési rátákkal kell számolni (többnyire 1–100 atom/g/év nagyságrend, pl. BIERMAN 1994; ZREDA & PHILLIPS 2000) A produkciós ráta azonban nem állandó, különféle besugárzási feltételek mellett a keletkezés sebessége is változik csakúgy térben, mint időben.

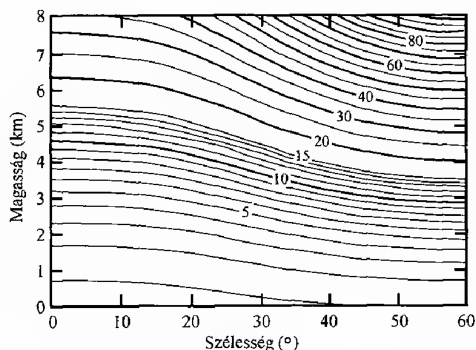
A kozmogén izotópok keletkezési sebességének változása a térben

A kozmogén izotópok a Föld szinte bármely pontján alkalmasak a kőzetfelszínek korának meghatározására. A Föld különböző pontjain azonban a helyben keletkező kozmogén izotópok keletkezésének sebessége nem egyenlő, így a kitettségi kor kiszámításánál a produkciós rátát lokálisan befolyásoló tényezőket figyelembe kell venni. A legfontosabb befolyásoló tényezők a tengerszint feletti magasság, a földrajzi szélesség, a besugárzott felszín geometriája, a besugárzott kőzet kémiai összetétele, valamint az esetleges árnyékolás (LAL 1991).

A Földre érkező kozmikus sugárzás 98%-ban protonokból áll. A Föld mágneses tere eltéríti a beérkező elsődleges kozmikus sugárzás töltéssel rendelkező részecskéit. Csak egy meghatározott energiaszintet (cutoff rigidity – a mágneses téren való áthaladáshoz szükséges energia-töltés arány) meghaladó részecskék képesek áthatolni a Föld mágneses terén. Ezek nagyrészt másodlagos sugárzás formájában érik el a felszínt (CERLING & CRAIG 1994). A behatoláshoz szükséges energia-töltés arány a pólusok felől az Egyenlítő felé növekszik. Ennek megfelelően az alacsony szélességi fokok felé csökken a kozmikus sugárzás fluxusa. A 60° szélesség felett a mágneses téren való áthatoláshoz szükséges energia-töltés arány a kozmikus részecskék minimális értéke alá esik, így az ilyen magas szélességeken a kozmikus sugárzás fluxusa állandó marad (*4. ábra*, NIEDERMANN 2002). A geomágneses szélesség a földrajzi szélességgel helyettesíthető a számítások során, mert az eltérésből adódó különbség elhanyagolható.

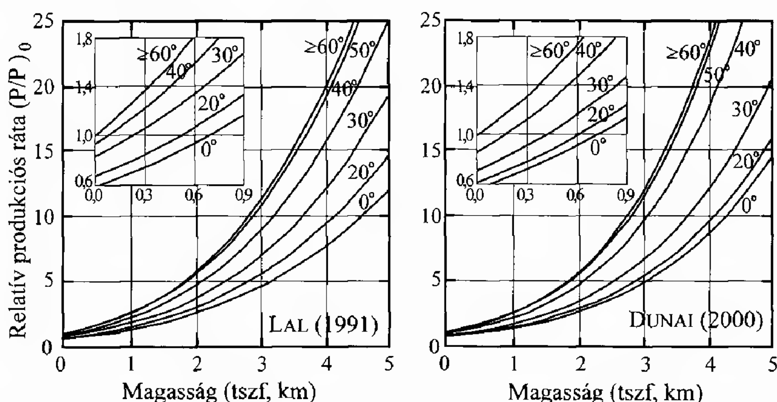
Az atmoszférán áthatoló kozmikus sugárzás fluxusa exponenciálisan csökken. Így a mintavételi hely tengerszint feletti magasságának ismeretében, az értékek tengerszintre történő normalizálása elengedhetetlen. Kisebb pontatlanságokhoz vezethet, hogy a kozmikus sugárzás részecskéi az atmoszféra részecskéivel való kölcsönhatások során nyelődnek el. Eszerint a korrekció alapja a mindenkori légnyomás kellene, hogy legyen. A mintavételi hely légnyomása megfelelő pontossággal leírható a tengerszintfeletti magassággal (*5. ábra*).

A földrajzi szélesség és a tengerszint feletti magasság korrekciójára LAL (1991) bevezetett, majd DUNAI (2000) továbbfejlesztett egy egyszerűen alkalmazható számítási módot, mely minden földrajzi szélességre és tengerszint feletti magasságra alkalmazható a produkciós ráta lokális értékének kiszámítására. E munkák jelentősége abban áll, hogy egy állandó paraméterrendszert dolgoztak ki, mely lehetővé teszi különböző szerzők által a Föld bármely pontján végzett kutatás eredményeinek közvetlen összehasonlítását (*6. ábra*). E számítások azonban kizárólag a széthasadás útján keletkezett kozmogén izotópok esetében alkalmazhatók. Amennyiben a müonok szerepe nem elhanyagolható a kozmogén izotópok keletkezésekor, a hosszabb elnyelődési út következtében az így



5. *ábra* Kozmogén izotópok keletkezési rátája jelenleg, a mágneses szélesség és hosszúság függvényében. A keletkezési ráta magas szélességekre és tengerszintre normalizált értéke 1. Néhány ezer évnél hosszabb időskálán a földrajzi pólus megfelel a mágneses pólusnak (CERLING & CRAIG 1994).

Fig. 5 Dependence of the modern production rate of cosmogenic nuclides on geomagnetic latitude and longitude. The production rate normalized to high latitude and sea level is 1. After several thousand years the geographical pole is equivalent to the geomagnetic pole (CERLING & CRAIG 1994)



6. *ábra.* Kozmogén izotópok keletkezési rátája a földrajzi szélesség és a tengerszint feletti magasság függvényében LAL (1991) és DUNAI (2000) számítási módja szerint. A keletkezési ráta tengerszintre és magas szélességekre (P_0) normalizált. A produkciós ráta a tengerszint feletti magassággal és a földrajzi szélességgel nő. A tengerszint közelében a két görbe közötti legnagyobb eltérés a 20–40° szélességi fokok között tapasztalható (l. a betétábrákat).

Fig. 6 Production rate of cosmogenic nuclides according to LAL (1991) and DUNAI (2000) in function of latitude and altitude. The production rates are normalized to sea level and high latitudes (P0). The production rates are increasing with altitude and latitude. The insets show that near sea level, the largest differences occur at latitudes 20–40°

keletkező izotóp-koncentrációt a széthasadással keletkezőtől függetlenül kell korrigálni a szélességnek és a magasságnak megfelelően.

Kozmogén izotópok keletkezési sebességének változása az időben

A kozmogén izotópok produkciós rátája nem állandó. A Föld mágneses terének erőssége, valamint a mágneses pólusok helyzete változó. A naptevékenység közvetlenül befolyásolja a kozmikus sugárzás fluxusát, aminek függvényében változik a kozmogén izotópok keletkezési sebessége.

A naptevékenység 11 éves ciklusa a Nap mágneses terének ciklikus változását eredményezi. E változások befolyásolják a földi atmoszférát elérő kozmikus sugárzás fluxusát: minél intenzívebb a naptevékenység, annál kevesebb kozmikus sugárzás éri el a Földet, így annál kisebb lesz a kozmikus izotópok keletkezési rátája. Alacsony földrajzi szélességeken a felszínen a napfolt-

maximumok hatása nem okoz változásokat a felszínt elérő kozmikus sugárzás fluxusában, mert itt az érintett kisebb energiájú részecskék amúgy sem képesek áthatolni a Föld mágneses terén, mert nem érik el az ehhez szükséges energia-töltés arányt. Magas szélességeken azonban jelentős eltérés tapasztalható a napfolt-maximumok és -minimumok idején mérhető kozmikus sugárzás fluxus között (MASARIK & BEER 1999).

A kitettségi kor mérések esetében a kérdéses időtartam általában több száz napciklust ölel fel, így a ciklikus változások hatása a kozmogén izotópok keletkezési rátáját ezen az időskálán nem befolyásolja.

A mágneses tér változásai hatással vannak a kozmogén izotópok keletkezésére azáltal, hogy a mágneses tér szabja meg, hogy milyen töltés-energia aránnyal rendelkező részecskék képesek behatolni a Föld légkörébe, ami tehát a felszínre érkező kozmikus sugárzás fluxusát és energia-spektrumát szabályozza. A kozmogén izotópok keletkezési sebessége a mágneses szélesség függvényében változik. Adott helyen a mágneses tér három paraméterrel írható le: intenzitás, inklináció és deklináció. Az inklináció és a deklináció a mágneses tér irány-vektorait adja meg, és az egész Földre átlagolva kijelöli a mágneses tér pólusainak helyét. Több ezer éves időskálán a geomágneses pólus átlagos helyzete jó közelítéssel megegyezik a földrajzi pólus helyzetével. Így az 1000 évnél hosszabb kitettségi kor számítások során a földrajzi szélesség alkalmazható a geomágneses szélesség helyett.

A földmágneses tér intenzitásának hosszú távú változásai szintén az alacsony földrajzi szélességi fokoknál okoznak jelentős eltéréseket a kozmogén izotópok keletkezési rátájában. 10°-ig a produkciós ráta változásai elérik a 9–12%-ot. 30 és 40° között a változások mértéke nem haladja meg a 2,5 %-ot, míg 40° felett a kozmogén izotópok keletkezési sebességét gyakorlatilag nem befolyásolja a mágneses tér intenzitásának változása (MASARIK et al. (2001) és DUNAI (2001).

Kozmogén izotópok keletkezése a felszín alatt

A kozmikus sugárzás részecskéinek mennyisége exponenciálisan csökken az atmoszférán, a hidroszférán és a litoszférán áthatolva:

$$P(z) = P_0 e^{-\rho z/\Lambda} \qquad (6)$$

ahol *P(z)* és P_0 a kozmogén részecskék keletkezési sebessége a vizsgált közeg felső részén és a vizsgált *z* mélységben (cm), ρ a közeg sűrűsége (g/cm^3) és Λ az elnyelődési együttható (g/cm^2). A közegen áthatoló sugárzás fluxusának a behatolás mélységével párhuzamos csökkenését az elnyelődési együttható (attenuation coefficient) adja meg, vagyis az az anyag-vastagság (levegő, víz, hó, kőzet stb.), ami a beérkező kozmikus sugárzás fluxusát az elnyelődés és szóródás következtében e^{-1}-ed részére csökkenti. Az elnyelődési hossz függ a közeg sűrűségétől (ρ, g/cm^3) és a beérkező részecskék energiájától. A Föld mágneses terén az Egyenlítő felé csak az egyre nagyobb energiájú részecskék képesek áthatolni, így alacsony földrajzi szélességeken az elnyelődési együttható értéke

nagyobb (a vizsgált közegbe érkező részecske hosszabb utat képes megtenni), mint a pólusok felé.

A kozmikus sugárzás energia-spektruma a légkörben 12 km alatt változatlan, azonban a sugárzás fluxusa 1,5 km-enként megközelítőleg harmadára csökken (1033 g/cm^2 az atmoszféra árnyékoló hatása a tengerszinten). A litoszférában az elnyelődési együttható mért értéke 120 g/cm^2 és 170 g/cm^2 között változik, ami 45–65 cm behatolási mélységet (elnyelődési hossz: $z^*=\Lambda/\rho$) jelent 2,7 g/cm^3 sűrűségű kőzetekben (GOSSE & PHILLIPS 2001)

A levegő-kőzet határon a neutron fluxus az elnyelődési együttható 10–20 g/cm^2-es értékéig, vagyis ~5 cm mélységig nem változik, így a néhány cm-esnél kisebb minták esetében nem szükséges az önárnyékolás korrigálása. Ugyanakkor a legfelső rétegekből megszökő neutronok a kavicsos vagy kőzetblokkokból álló felszínekről származó minták esetén jelentősen csökkentik a produkciós rátát a sík felszínek értékéhez képest (MASARIK & REEDY 1995).

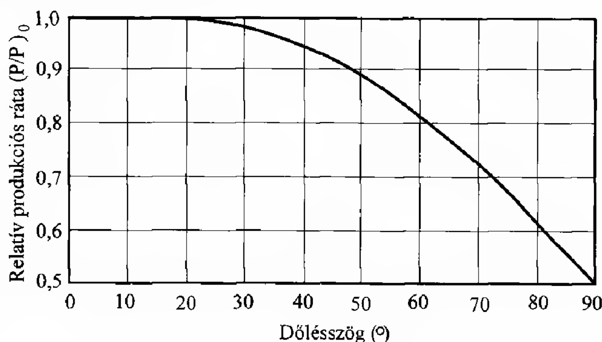
Az exponenciálisan csökkenő produkciós ráta csak a széthasadással keletkező kozmogén izotópokra vonatkozik. A termális neutron befogási folyamatok maximuma például 10–20 cm-es mélységben (az elnyelődési együttható 30–50 g/cm^2-es értékénél) tapasztalható (LIU et al. 1994). Azonban e reakciók csak néhány izotóp esetében számottevőek (pl. ^{36}Cl).

A müonok gerjesztette kozmogén izotópok keletkezése szintén exponenciális csökkenést mutat, azonban az elnyelődési hossz ez esetben lényegesen nagyobb (1300 g/cm^2 körül, BROWN et al. 1995), mint a széthasadás során.

A kőzetekben körülbelül 50 cm mélyégben a kozmikus sugárzás fluxusa 63%-kal csökken (e^{-1}-ed rész), a müonok esetében azonban e mélység elérheti a 3 m-t. A felszín alól gyűjtött mintákat a (4) egyenlet szerint a felszíni értékre korrigálni kell.

Kozmogén izotópok keletkezése lejtős vagy részben árnyékolt felszíneken

A felszínre érkező sugárzás hozzávetőlegesen szimmetrikusan oszlik meg a függőleges irányú intenzitás-maximum körül. Egy nagy területű sík felszínre érkező sugárzás az éggömb teljes félköréből érkezik. Lejtős térszínen, vagy ha a horizont egy részét eltakaró objektum (közeli hegy, szikla) a felszínre irányuló kozmikus sugárzás kis szögben beeső részének bizonyos hányada nem érkezik be, ami lokálisan kisebb keletkezési rátát eredményez. Amennyiben a mintavételi hely lejtős, vagy részben árnyékolt, a mért izotópkoncentrációk korrekciója szükséges (*7. ábra*).



7. ábra Kozmogén izotópok keletkezése lejtős térszínen. P_0 a keletkezési ráta sík, vízszintes térszínen (NIEDERMANN 2002)

Fig. 7 Production of cosmogenic nuclides on slopes. P0 is the production rate on horizontal, smooth surfaces (NIEDERMANN 2002)

Kozmogén izotópok keletkezése erodálódó felszíneken

Az erózió során a felszínről kozmikus sugárzásnak kitett rétegek pusztulnak le korábban részlegesen vagy teljesen árnyékolt kőzeteket hozva a felszínre, vagy a kozmikus sugárzásnak kitett felszínközeli zónába. A felszínre kerülő kőzetben tehát a kozmogén izotópok jelenlegi keletkezési sebessége meghaladja a korábbi, a felszín alatti mélységének megfelelő keletkezési rátát.

Egyenletes eróziós sebesség esetén a mért kozmogén izotóp koncentráció alapján az erózió sebessége kiszámítható (NIEDERMANN 2002). Az erózió sebessége fordítottan arányos az izotópok mért koncentrációjával (N), hiszen minél lassabb az erózió, annál régebb óta tartózkodik a kőzettest a kozmikus sugárzás által ért zónában. Egyenesen arányos a felszíni keletkezési rátával (P_0), valamint a kozmikus sugárzás elnyelődési hosszával (elnyelődési hossz: $z^*=\Lambda/\rho$) és a bomlási állandóval (λ). Stabilizotópok esetén a bomlási állandó, $\lambda=0$.

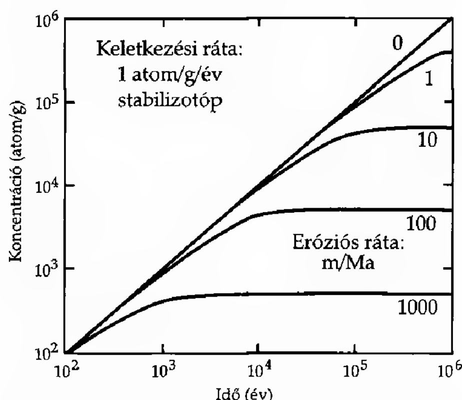
$$\varepsilon = z^*\left(\frac{P_0}{N}-\lambda\right) \qquad (7)$$

Annál rövidebb idő kell az egyensúlyi koncentráció (steady state) beállásához, minél gyorsabb az erózió (és radioaktív izotópok esetén minél rövidebb a felezési idő). Az egyensúlyban levő izotóp-koncentráció annál kisebb, minél gyorsabb az erózió (*8. ábra*).

Nagyobb terület (vízgyűjtő) átlagos lepusztulási sebessége

A helyben keletkező kozmogén izotópok segítségével egy vízgyűjtő átlagos eróziós rátája kiszámítható. A módszert kezdetben kisebb vízgyűjtőkön alkalmazták (1–10 km^2, pl. GRANGER et al. 1996), majd közepes méretű (102–105 km^2) vízgyűjtőterületeken is sikeresen használták (SCHALLER et al. 2001). Minden egyes üledékszemcse ásványainak kozmogén izotóp koncentrációja rögzíti a sebességet, amivel exhumálódott. Törmelékes üledékes kőzetek, mint pl. egy patak hordalékának szemcséi kiátlagolják a vízgyűjtő (az üledék származási helyének) lepusztulási sebességét. Így a lepusztulás sebessége a (7) egyenlet alapján kiszámítható.

E módszer csak homogén litológiájú vízgyűjtő területeken alkalmazható. Alapfeltétele ugyanis, hogy a teljes vízgyűjtőterület reprezentálva legyen a begyűjtött hordalékmintában vagyis, hogy adott hordalékszemcse ugyanolyan eséllyel származzon a vízgyűjtő bármely



8. ábra. A stabil kozmogén izotópok koncentrációjának időbeli változása az eróziós ráta függvényében, 1 atom/g/év keletkezési ráta esetén (CERLING & CRAIG 1994)

Fig. 8 Dependence of the concentration of stable cosmogenic nuclides on the erosion rate. The production rate is 1 atom/g/yr (CERLING & CRAIG 1994).

részéről. A módszer természetesen csak egyes dombsági–középhegységi térszíneken működhet. Alapfeltétele, hogy a vizsgált területen egyenletes sebességgel pusztuló lejtők legyenek. Így a csuszamlásos dombsági térszínek ugyanúgy alkalmatlanok, mint a kőomlásokkal, lejtőösszeomlásokkal fejlődő magashegységi lejtők. Ha a litológia és a kozmogén izotópok produkciós rátája a vizsgált területen megegyezik, akkor (7) alapján a szemcsék átlagos kozmogén izotóp koncentrációja megadja a területre jellemző átlagos lepusztulási sebességet.

$$\bar{\varepsilon} = z^*\left(\frac{P_0}{\bar{N}} - \lambda\right) \qquad (8)$$

Egyszerű és összetett kitettségi korok és eróziós ráták

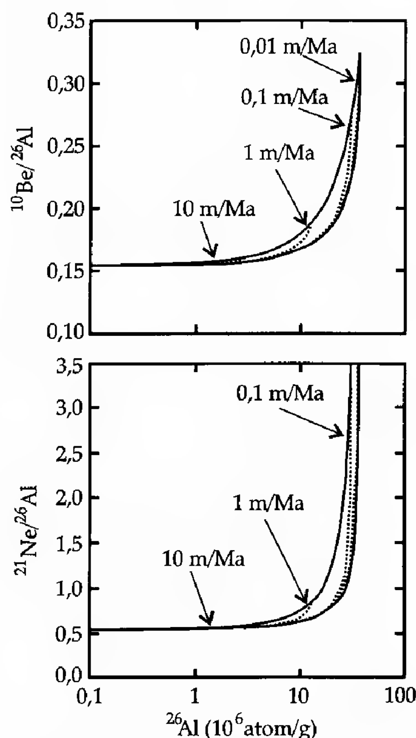
A kitettségi kor és az eróziós ráta meghatározása a legkönnyebb abban az esetben, amikor a vizsgált kőzetfelszín egy tökéletesen árnyékolt helyzetből rövid idő alatt került a felszínre és ezt követően nem érte erózió, vagy egyenletes sebességgel pusztult. Ezekben az esetekben beszélhetünk egyszerű kitettségi korról vagy eróziós rátáról. Ilyenkor a mért izotóp koncentrációból a kitettségi kor vagy az eróziós ráta (1), (2), (7) összefüggések alapján közvetlenül számítható. Minden más esetben azonban összetett kitettségi korral van dolgunk (NIEDERMANN 2002).

Egyszerű kitettségi kor

Egyszerű kitettségi korok esetében a felszín kialakulását követően nem került fedett helyzetbe, és nem is alacsonyodott számottevően. Elhanyagolható az erózió abban az esetben, ha néhány cm-nél több kőzet nem pusztult le a kitettség teljes időtartama alatt. Ez esetben ugyanis a keletkezési ráta változása 10% alatt marad, ami a kitettségi kor értékében nem okoz a hibahatárnál nagyobb eltérést. A számított koradatok minimum kitettségi koroknak, vagy maximális lepusztulási sebességnek mondhatók. Minimum kitettségi kornak, hiszen az esetlegesen lepusztult anyaggal a korábban felhalmozódott kozmogén izotópok is erodálódhattak. Így a mért koncentráció alacsonyabb lesz, mint az ugyanolyan korú, nem erodálódó térszíneken. Amennyiben a felszín fedett volt bizonyos ideig, akkor az árnyékolás következtében a kozmogén izotópok keletkezési sebessége csökkent, így fiatalítva a felszín kozmogén izotópokkal mérhető korát. Ahhoz, hogy megbízhatóan valós értékeket kapjunk több, egymástól független információra van szükség az erózió és a kitettségi kor tekintetében. Ez két kozmogén izotóp tanulmányozásával érhető el (*9. ábra*). A felhasznált izotópok két feltételnek kell, hogy megfeleljenek:

1. a két izotóp felezési ideje között jelentős eltérés legyen,
2. az egyik izotóp koncentrációja az egyensúlyhoz közeli állapotban, a másik pedig még növekvő stádiumban legyen.

Minden egyszerű kitettségi történettel jellemezhető adatpont a két görbe közé esik, e területet „egyenletes-erózió szigetének" is nevezik (LAL 1991). Minden ezen kívül eső adatpont összetett kitettségi történetet, vagy mérési hibát jelez.



9. ábra. A $^{10}Be/^{26}Al$ valamint a $^{21}Ne/^{26}Al$ arányok időbeli változása az ^{26}Al koncentráció függvényében. Az alsó vonal az erózió nélküli helyzetet, a felső vonal pedig az eróziós egyensúly szélső értékeit tünteti fel. A pontvonalak különböző sebességű erózió eseteit ábrázolják (NIEDERMANN 2002)

Fig. 9 Dependence of ratios $^{10}Be/^{26}Al$ and $^{21}Ne/^{26}Al$ on the 26Al concentration. The lower lines represent the changes in the ratios and concentrations with no erosion, the upper line indicates the case of erosion in equilibrium. Dotted lines show the temporal evolution with different erosion rates (NIEDERMANN 2002)

A diagramon az egyenletes-erózió szigetétől balra esnek az időszakos betemetődést jelző adatpontok. A nulla eróziót jelző görbén kívül (jobbra) eső adatok, többlet koncentrációra utalnak a nulla erózióhoz képest. Az ilyen adatpontok általában mérési hibára, vagy szennyeződésre utalnak, hacsak nem volt a minta kitettségi története során nagyobb a keletkezési ráta a jelenleginél (pl. nagyobb tszf. magasság, nagyobb intenzitású kozmikus sugárzás).

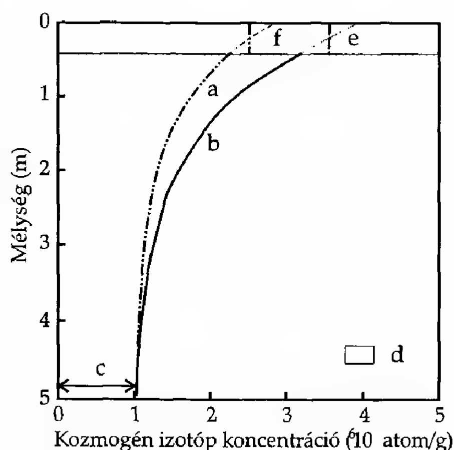
Összetett kitettségi korok

Összetett az a kitettségi történet, melynek során több, különböző produkciós rátával jellemezhető időszak váltogatta egymást. Ilyenek lehetnek az időszakos betemetődés, változó lepusztulási sebesség, változó árnyékoltság stb. Az ilyen esetek a kozmogén izotópok tanulmányozásával önmagukban nem oldhatók meg, más forrásból származó, független információra is szükség van.

A komplex kitettségi történetek felismerése rendkívül fontos a kozmogén izotópok felhasználásával nyert adatok helyes értelmezése érdekében. A felismerés egyik módja az adatok ábrázolása a *9. ábrán* feltüntetett diagramon, ahol az „egyenletes-erózió szigetén" kívül eső adatok összetett kitettségi történetre vagy mérési hibára utalnak. A felismerés másik lehetséges módja a mélységprofil készítése. Összetett kitettségi történetek esetében a kozmogén izotópok koncentrációja a mélységgel nem a (6) egyenletnek megfelelően csökken, hanem zavart sorozatot mutat. A felszínközeli rétegek (~40 cm) esetleges átkeveredése következtében (pl. bioturbáció) a mélységprofil felső szakaszán a kozmogén izotópok koncentrációja egyenletes lehet, a görbe ez alatti szakaszából a felső rész is kiegészíthető (*10. ábra*).

Mélységprofil készítésével az üledékes kőzetek áthalmozódás előtti kitettségéből származó, átöröklött kozmikus izotóp koncentrációjából adódó hibák szintén kiküszöbölhetők. Amennyiben az üledékszemcsék felhalmozódásuk pillanatában már tartalmaznak bizonyos mennyiségű kozmogén izotópot, a mért kor magasabb

lesz, mint az adott helyen valós kitettségi kor, vagyis a datálni kívánt felszín kialakulási koránál idősebb kor mérhető (pl. aggradációs/ felhalmozódásos felszínek és folyóteraszok — GOSSE & PHILLIPS 2001, *10. ábra*). Ez esetben az üledékes összlet különböző mélységtartományaiból vett minták kozmogén izotóp koncentrációja exponenciálisan csökkenő tendenciát mutat a mélyég felé [(6) egyenlet], azonban értéke nem nullához, hanem az átöröklött mennyiséghez közelít. Eszerint az árnyékolt helyzetű minták kozmogén izotóp koncentrációja megadja az átöröklött komponens értékét.



10. ábra Elvi mélységprofil ugyanazon üledékes összlet eltérő eróziós sebességgel pusztuló területeiről. (GOSSE & PHILLIPS 2001 után módosítva). a – gyors erózió, b – lassú erózió, c – az átöröklött izotóp-mennyiség, d – esetlegesen zavart felszíni réteg, e és f – a kozmogén izotóp koncentráció változása a felszíni zavart rétegben

Fig. 10 . Theoretical depth profile of a sedimentary succession with different erosion rates (modified after GOSSE & PHILLIPS *2001). a – fast erosion, b – slow erosion, c – inherited amount of cosmogenic nuclides, d – possibly disturbed surface layer, e, f – cosmogenic nuclide concentration in the disturbed layer*

A módszer gyakorlati kérdései

A helyben keletkező kozmogén izotópok alkalmazásakor három alapvető kérdést kell tisztázni: 1) milyen felszínt 2) milyen litológián és 3) milyen izotóppal kívánunk datálni. A három kérdés szorosan összefügg, az alábbiakban ezekről, valamint a módszerben rejlő hibalehetőségekről lesz szó.

A megfelelő izotóp megválasztása

A vizsgálat céljának megfelelő kozmogén izotóp megválasztásának főbb szempontjai a várható kitettségi kor és a választott izotóp felezési idejének azonos nagyságrendbe tartozása, ugyanis 3-4 felezési időn túl beáll a hosszú távú egyensúly a keletkező és a lebomló izotópok mennyisége között. Emellett a vizsgálandó felszín litológiája korlátozhatja az alkalmazható izotópok számát.

A felszínfejlődés rekonstruckiója során leggyakrabban használt izotópok néhány jellemzője WAGNER (1998), GOSSE & PHILLIPS (2001) és WATCHMAN & TWIDALE (2002) alapján az alábbiak.

Hélium-3 (^{3}He)

A nemesgáz hélium a természetben ^{3}He és ^{4}He izotópok formájában fordul elő. Mindkét izotóp stabil. A többnyire radiogén eredetű ^{4}He (a-bomlás) lényegesen gyakoribb (közel 100%), mint a többnyire kozmogén eredetű ^{3}He. A ^{3}He keletkezhet még a ^{3}H bomlása során, emellett előfordul a liotoszférában nukleogén, valamint elsődleges (magmatikus) ^{3}He is. A ^{3}He használata során két fontos tényezővel kell számolni: 1) A magmatikus eredetű izotópok aránya jelentős

lehet. Ezek főként az ásványok folyadékzárványaiban találhatók. 2) A ^{3}He nemesgáz, kémiailag nem kötött, így a litoszférából könnyen megszökhet az atmoszférába. E hibaforrás elkerülése végett üde és nem töredezett minta begyűjtésére kell törekedni.

A különböző eredetű ^{3}He elkülöníthető a forrásterületek jellegzetes ^{3}He/^{4}He aránya alapján, ami a mérési folyamat során kerül meghatározásra. A kozmogén ^{3}He a kristályrácsban halmozódik fel, míg a magmatikus eredetű ^{3}He az ásványban levő folyadékzárványokban található. A minta vákuumban való összezúzása során a folyadékzárványok tartalma felszabadul, és a kozmogén eredetű ^{3}He-tól függetlenül is megmérhető.

A ^{3}He a felszíni kőzetekben nehéz atomok (O, Si, Mg, Fe) széthasadásával keletkezik. Megtartására csak nagy sűrűségű ásványok alkalmasak, mint az olivin, a piroxén és az amfibol vagy a gyémánt. Így elsősorban vulkáni kőzetek kitettségi korának és lepusztulási sebességének meghatározására alkalmas. Nem radioaktív, így felhalmozódása arányos az idővel, amióta a kőzetet kozmikus sugárzás éri.

Neon-21 (^{21}Ne)

A ^{21}Ne a ^{3}He izotóphoz hasonlóan nem radioaktív nemesgáz és stabilizotóp. Koncentrációjának növekedése tehát arányos a kozmikus besugárzás megkezdődése óta eltelt idővel, vagyis a felszín kitettségi korával.

A természetben három neon izotóp fordul elő: ^{20}Ne, ^{21}Ne, ^{22}Ne. Mindhárom izotóp stabil, arányuk az atmoszférában meghatározott (sorrendben 90,5 : 0,3 : 9,2%). A litoszférában található neon lehet helyben keletkezett kozmogén, nukleogén és atmoszferikus eredetű, illetve elsődleges, a köpenyből származó. Nagy urán tartalmú, valamint idős (több millió éves) kőzetek esetén, elegendő idő állt rendelkezésre nagy mennyiségű nem kozmogén eredetű ^{21}Ne felhalmozódására. A neon izotópok aránya a litoszférában jellemző a származásukra, így az in situ kozmogén komponens a mérés során elkülöníthető. A folyadékzárványokban található magmás ^{21}Ne komponens a ^{3}He esetében leírtak szerint a kristályrácsban felhalmozódó kozmogén komponenstől függetlenül megmérhető.

A litoszférában helyben keletkező kozmogén ^{21}Ne oxigén, szilícium, magnézium és vas széthasadásával jön létre. Eszerint a kvarcot, valamint az olivint vagy piroxént tartalmazó kőzetek (kvarcit, bazalt) alkalmasak a kozmogén ^{21}Ne koncentrációjának mérésére.

A ^{21}Ne kvarcban igen jó megtartású, így alkalmas más izotópokkal történő együttes alkalmazásra. Emellett előnyét jelenti még, hogy kevésbé diffuzív az atmoszféra irányába, mint a másik kozmogén nemesgáz izotóp, a ^{3}He.

Berillium-10 (^{10}Be)

A berillium a legszélesebb körben alkalmazott kozmogén izotóp, mert produkciós rátája a ^{3}He után a legjobban ismert, és mert ugyanazon a mintán mérhető az ^{26}Al koncentráció is, ami a vizsgálatok lehetőségeit és pontosságát növeli. A ^{10}Be radioaktív izotóp, az atmoszférában és a litoszférában is jelentős mennyiségben keletkezik. A kozmogén ^{10}Be izotópon kívül a természetben a stabil ^{9}Be fordul elő jelentős mennyiségben. A litoszférában a helyben keletkező kozmogén

^{10}Be oxigén, szilícium és alumínium atomok széthasadásával keletkezik. Az atmoszferikus ^{10}Be a légköri oxigén és nitrogén széthasadásával jön létre, és a csapadékkal kerül a felszínre, ahol beszivárogva beépül az üledékekbe. A légkörből származó ^{10}Be erősen megkötődik az ásvány felületén, így a minta előkészítése során kémiai úton kell eltávolítani. Az atmoszferikus eredetű ^{10}Be mennyisége jelentősen meghaladhatja a kozmogén eredetű ^{10}Be mennyiségét, így a minták tökéletes megtisztítása fontos előfeltétele a helyes mérési eredményeknek.

A litoszférában helyben keletkező ^{10}Be kvarcban és olivinben keletkezik és őrződik meg mérhető mennyiségben, ami széles litológiai körben való alkalmazását teszi lehetővé. Radioaktív izotóp, felezési ideje 1,51 Ma, így a hosszú távú egyensúly beálltáig, vagyis 4–5 millió évnél fiatalabb kitettségi korok esetén alkalmazható.

Alumínium-26 (^{26}Al)

Az alumínium az oxigén és a szilícium után a harmadik leggyakoribb elem a földkéregben. A természetes alumínium nagy részét a stabil ^{27}Al izotóp adja, kis hányadot jelent a kozmogén eredetű ^{26}Al, ami radioaktív izotóp, felezési ideje 705 ezer év. Az atmoszférában keletkező kozmogén ^{26}Al mennyisége a célatomok hiánya/ritkasága (Ar) miatt elhanyagolható, így atmoszferikus szennyeződéssel fiatal kitettségi korok esetén a ^{10}Be izotóptól eltérően nem kell számolni. Az in situ kozmogén ^{26}Al a litoszférában főként alumínium és szilícium széthasadása során keletkezik. Problémát jelenthet a rendkívül kis ^{26}Al/^{27}Al arány, valamint a kőzetekben esetlegesen jelen levő nukleogén komponens. Alkalmazhatósága a szekuláris egyensúly beállásáig, vagyis 2–3 millió évre terjed ki. Többnyire a ^{10}Be izotóppal együtt kvarcon alkalmazzák. A többi szilikátásvány nagy alumíniumtartalma miatt kevésbé megfelelő a kitettségi kor meghatározására. A két izotóp eltérő felezési ideje lehetőséget nyújt a lepusztulási ráta és a kitettségi kor pontos meghatározására.

Klór-36 (^{36}Cl)

A természetes klór közel 100%-ban két stabilizotóp formájában, ^{35}Cl és ^{37}Cl, fordul elő a természetben. A kozmogén ^{36}Cl csak az atmoszférában és a litoszférában keletkezik. Az atmoszférában keletkező ^{36}Cl izotóp a csapadékkal kerül a felszínre és a talajvíz valamint a glaciális jég datálására alkalmas. A felszíni kőzetekben kalcium és kálium széthasadásával keletkezik, így kalcit és földpát ásványok esetében alkalmazható. Radioaktív izotóp, felezési ideje 301 ezer év, ami a 103–106 éves skálán teszi lehetővé a kormeghatározást. Vízzel jól oldódik, így az atmoszferikus komponens könnyen eltávolítható a minták felszínéről Ugyanakkor a mállási folyamatok során a kozmogén eredetű klór is kilugzódhat a kőzetből, ami hibás kitettségi korokhoz vezethet.

Mintavétel

Az a tény, hogy a radiometrikus koradatok annyira megbízhatóak, amennyire a minta, amely az adatot szolgáltatta, kozmogén izotópos módszerekre is igaz. A minták begyűjtésekor feltétlenül tisztában kell lenni azzal, hogy mi a

mintavétel célja vagyis, milyen, a felszínfejlődéssel kapcsolatos kérdésre szeretnénk választ kapni.

A mintavétel helyének kiválasztása

Amennyiben pl. egy geomorfológiai szint, vagy egy jellegzetes felszínforma kitettségi korát szeretnénk meghatározni, megközelítőleg vízszintes, fedetlen térszín az ideális a mintavétel céljából, amelyen a felszínforma kialakulása óta feltehetőleg nem ment végbe számottevő lepusztulás. Ha egy lejtős térszín lepusztulási sebességének meghatározására irányul a vizsgálat, akkor a lejtő egy feltételezhetően egyenletesen pusztuló szakaszáról, az inflexiós pont környékéről érdemes a mintákat begyűjteni. Ilyen esetben kerülni kell a szakaszosan, pl. földcsuszamlások, lejtős tömegmozgások által pusztuló lejtőket és az üledék felhalmozódásának térszíneit is. Amikor azonban egykori események, például egy csuszamlás bekövetkeztének korára vagyunk kíváncsiak, akkor a mozgás nyomán keletkezett sebhelyben az esemény során hirtelen a felszínre került kőzetfelszínből érdemes mintázni.

Az izotóp-specifikus tulajdonságokat szintén figyelembe kell venni a mintavétel, illetve az alkalmazott izotóp(ok) megválasztása során. Ilyen lehet a litológia, a felszín feltételezett kora, a felszínfejlődés feltételezett menete (egyenletes erózió, nincs erózió, egyszerű vagy összetett kitettségi történet).

A mintavételi hely leírása

A mintavétel során nagy gondot kell fordítani a mintavételi hely pontos leírására. A földrajzi koordináták, és a tengerszint feletti és a relatív magasság mellett a felszín geometriája, kiterjedése, az esetleges árnyékolás valamint a forma kialakulására utaló terepi bélyegek leírása rendkívül fontos a mérési eredmények helyes értelmezéséhez (pl. folyóterasz, egykori folyómederre utaló eróziós bélyegek a felszínen, szél vagy glaciális erózió nyomai vagy esetleg lepusztulást nem mutató elsődleges lávafelszín stb.).

A megmintázott kőzet leírásakor a kőzetféleség mellett a mállottság, repedezettség mértékét, valamint a litológia térbeli változásait, inhomogenitását is fel kell jegyezni.

A kozmogén izotópok rövid elnyelődési hossza következtében a földrajzi szélesség és tengerszint feletti magasság függvényében megadott produkciós ráták a kőzetfelszínre jellemző értékek. Amennyiben a minták a felszín felső 5 cm-éből származnak, a felszínre jellemző keletkezési rátával számolhatunk, nagyobb mélységből származó minták, valamint mélységprofilok készítésekor a mintavételi hely felszín alatti mélységét is meg kell adni.

A felszín geometriája

A megmintázott felszín ideális esetben sík, vízszintes és megfelelően kiterjedt, ami azt jelenti, hogy a mintavétel a felszín peremeitől legalább 50 cm távolságban történik. A sík felszín esetében nem kell a bonyolult geometriából eredő korrekciós tényezőkkel számolni, a vízszintes felszínek esetén az árnyékolás keletkezési rátát befolyásoló hatása nem fordul elő, emellett az erózió lehetősége is minimális. Lejtős térszíneken a dőlés iránya és szöge lényeges. A mintavételi

felszínének tagoltsága szintén fontos paraméter, ugyanis az eredmények értékelésénél nem elhanyagolható, hogy a megmintázott kőzettest mennyire állt ki a környező térszínből. Ha egy közeli tereptárgy (pl. hegy, szikla) kitakarja a horizont egy részét, ennek a horizont egészéhez viszonyított %-os értékét kell megadni. 5%-os kitakarásig a minta árnyékoltsága elhanyagolható (GOSSE-PHILLIPS 2001).

A mintavétel módja

A mintavétel a kőzetfelszínekről többnyire vésővel és kalapáccsal történik. Ezen eszközök könnyen szállíthatók, azonban egyes üde és kemény kőzetek esetén (pl. kvarcit) e felszerelés nem minden esetben bizonyul elegendőnek a kőzetfelszín megbontására.

A pontos mintavételi hely megválasztásakor érdemes figyelembe venni, hogy a jelenleg fedetlen térszínek lehettek egykor időszakosan fedettek (hó, talaj, alluvium stb.). A környező topográfiából kiálló helyeken valószínűbb, hogy nem kell időszakos takarással számolni, mint a lokális mélyedésekben. Így a mintavétel során a mintavételhez megfelelő kiterjedésű magaslati területek a megfelelőbbek. A kiálló kőzetblokkok éleinek és peremeinek mintázása, ha egy mód van rá kerülendő.

Mennyi minta szükséges?

A vizsgálathoz szükséges kőzetminta mennyisége sok tényezőtől függ, elsősorban a használt kozmogén izotóp litológia-függő tulajdonságait kell figyelembe venni. A mérés során a tömegspektrométer észlelési határánál kisebb izotóp koncentráció esetén a mérés eredménytelen.

A begyűjtendő minta mennyiségét meghatározó fontos tényező a kőzet litológiája, vagyis, hogy a helyben keletkező kozmogén izotópok megtartására képes ásványok a kőzetben milyen gyakorisággal és minőségben vannak jelen (fenokristályok mérete, mállottsága, töredezettsége). A vizsgálandó izotóp keletkezési sebességétől és a várható kitettségi kortól függ a kozmogén izotópok kőzetbeli koncentrációja. Így a feltételezhetően fiatalabb felszínek, és kisebb produkciós ráta esetén nagyobb mennyiségű minta szükséges. Amennyiben van rá lehetőség többletminta gyűjtése mindig ajánlott. Egyrészt, mert a kőzetanyag minősége az előkészítés folyamata során gyengébbnek bizonyulhat a vártnál másrészt, az eredmények értékelése során felmerülhet a mérés megismétlésének igénye. A mintázáshoz megfelelő felszínek korlátozott kiterjedése és elérhetősége azonban gyakran eleve meghatározza a begyűjthető minta mennyiségét. Átlagosan elmondható, hogy 0,5–2 kg kőzet elegendő egy mintavételi helyről.

A minták előkészítése és a mérés

A különböző kőzetanyag és a vizsgálandó izotóp, valamint a datálni kívánt felszín tulajdonságaitól függően az előkészítés folyamata igen eltérő lehet. Az alábbiakban a legalapvetőbb és a legtöbb esetben követendő lépések ismertetésére szorítkozom.

A kőzetminta összezúzása és szitálása a megfelelő szemcseméret tartomány (általában 250–500 μm, esetleg 500–1000 μm) kinyerésére irányul. Ezt követi a vizsgálathoz szükséges ásványfrakció kiválasztása, ami első lépésben történhet mágneses szeparáció és nehézfolyadékos leválasztás útján. A tiszta ásványszeparátum kiválogatása többnyire manuális úton, binokuláris mikroszkóp segítségével történik. A vizsgálathoz szükséges tiszta szeparátum mennyisége függ az ásványtól, és a mérni kívánt kozmogén izotóptól valamint a mérés által megcélzott paleofelszín kitettségi korától. (Pl. 0,5–1 g tiszta olivin elegendő lehet 105 nagyságrendű kitettségi kor ^{3}He-izotópos mérésére, ehhez azonban akár 1–2 kg kőzetre is szükség lehet. A ^{10}Be méréshez nagyobb mennyiségű (10–20 g) szeparátumra szükség van. Kvarcitok esetén azonban a kvarc lényegesen nagyobb arányban fordul elő a megmintázott kőzetben, így akár 0,5 kg kőzetmintából is kinyerhető a kívánt mennyiségű ásványszeparátum.)

A mechanikai szétválasztást követően egyes izotópok esetén a mérési eredményt befolyásoló (a vizsgált kozmogén izotóp mért koncentrációját megváltoztató) szennyeződést kémiai úton, a minta savas kezelésével – kilugzással – kell eltávolítani. Ilyen szennyeződés pl. a ^{10}Be esetében az atmoszferikus eredetű ^{10}Be, mely az ásványok felületéhez erősen kötődik.

A helyben keletkezett kozmogén izotópok koncentrációja a kőzetekben rendkívül alacsony, ezért igen érzékeny műszerekre van szükség koncentrációjuk megméréséhez. A mérés napjainkban a hetvenes évek végén bevezetett gyorsító tömegspektrométerrel (accelerator mass spectrometer, AMS) történik. Ez lehetővé teszi rendkívül kis koncentrációk megmérését, valamint a vizsgálathoz szükséges idő és a minta mérete is lényegesen kisebb, mint a korábbi módszerek esetében (b-számlálás, nem magát az izotóp-koncentrációt méri, hanem a radioaktív bomlásból származó b részecskéket).

Hibalehetőségek

Minden fizikai mérési eredmény hordoz bizonyos fokú bizonytalanságot. A mért érték a valós értéket megközelítő adat, az ettől való lehetséges eltérést nevezzük hibának. A lehetséges hibaforrások két csoportra oszthatók: a szisztematikus és a véletlenszerű hibák csoportjára. A szisztematikus hibák a mérés körülményeiből, a műszer hibájából származnak, számítási hibákból adódhatnak. A mérési eredményeket ugyanabba az irányba, és ugyanolyan mértékben befolyásolják, így felismerésük nem lehetséges ismételt mérések során. A véletlenszerű hibák ezzel szemben egyszeri leolvasási hibákból, vagy statisztikai folyamatok eredményeként keletkeznek. A mérés megismétlésével felismerhetők, az ismételt mérések eredményei egy központi érték köré rendeződnek. A szisztematikus hibák tulajdonképpen a módszer megbízhatóságát jelentik, a véletlenszerű hibák pedig a mérés megismételhetőségére utalnak.

A kozmogén izotópok keletkezési rátáját sok tényező befolyásolja, melyek egy része többnyire csak becsülhető. Legnagyobb részben a kozmogén izotópok keletkezési sebességét befolyásoló tényezők jelentik a számításokba foglalt bizonytalanságot. E tényezők és hatásuk a kozmogén izotópok keletkezésére nem minden esetben ismert kellő pontossággal. A produkciós rátát befolyásoló

tényezők hiányos ismerete következtében a kozmogén izotópos mérések alapján meghatározott kitettségi korok vagy eróziós ráták eleve 10–20% bizonytalanságot hordoznak magukban (NIEDERMANN 2002). Az így jelentkező szisztematikus hiba felismerése fontos, ám mértékének megadása nem lehetséges, hiszen minden számítást ugyanúgy befolyásolnak. Ezért a hibahatárok megadása során e bizonytalansági intervallumot nem szokás feltüntetni, fontos azonban, hogy az adatok értelmezése során mind a szerzők, mind az olvasók tisztában legyenek a létezésével.

Másik jelentős szisztematikus hibaforrás lehet a mintavételi hely nem megfelelő megválasztása. Az időszakos talajborítás, lösztakaró, hóborítás például nehezen mutatható ki, azonban a keletkezési rátát egy időre jelentősen lecsökkenti. Így fiatalabb lesz a vizsgált felszín mért kitettségi kora, mint a kialakulásának valós kora (ill. nagyobb az erózió mért sebessége, mint a valós érték).

Az izotópok teljes, mért mennyiségét a nem kozmogén (átöröklött, nukleogén, atmoszférából származó, radiogén) komponensekre korrigálni kell. A stabil nemesgázok esetében a nem kozmogén eredetű izotópok megnövelhetik az izotóp-koncentrációt a kőzetben, így a valóságosnál idősebb kitettségi kort eredményezve. E hibák mélységprofil készítésével kiküszöbölhetők (*10. ábra*).

Az atmoszférában is keletkező kozmogén izotópok mérése során (ilyenek a ^{10}Be, az ^{26}Al, a ^{14}C, és a ^{36}Cl) az atmoszférából a litoszférába kerülő izotópokat feltétlenül el kell különíteni a kormeghatározás alapjául szolgáló helyben képződő kozmogén izotópoktól. Az atmoszferikus izotópok nem megfelelő kilúgzódása a savazás során a valóságosnál idősebb kort, ill. lassabb eróziós rátát eredményezhet.

Kozmogén izotópok kristályrácsból való kiszökésével az egyes izotópok megőrzésére megfelelő ásvány alkalmazása esetén többnyire nem kell számolni.

Köszönetnyilvánítás

A módszer megismeréséhez és elsajátításához nyújtott segítségéért köszönet illeti Dr. DUNAI Tibort és Jürgen FOEKENT. Az anyagi feltételeket az EUROBASIN, Marie Curie Fellowship program biztosította az amszterdami Vrije Universiteit (Szabad Egyetem) Izotópgeokémiai Tanszékén.

Irodalom – References

ALBRECHT, A., HERZOG, G. F., KLEIN, J., DEZFOULY-ARJOMANDY, B. & GOFF, F. 1993: Quaternary erosion and cosmic-ray-exposure history derived from ^{10}Be and ^{26}Al produced in situ – An example from Pajarito plateau, Valles caldera region. – *Geology* **21**, 551–554.

BIERMAN, P. R. 1994: Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. – *Geophys. Res.* **99/B7**, 13885–13896.

BRINER, J. P. & SWANSON T. W. 1998: Using inherited cosmogenic ^{36}Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. – *Geology* **26/1**, 3–6.

BROCARD, G. Y., VAN DER BEEK, P. A., BOURLÈS, D. L., SIAME, L. L., MUGNIER, J.-L. 2003: Long-term fuvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation efects. – *Earth and Planet. Sci. Letter* 197–214.

BROWN, E. T., BOURLÈS, D. L., COLIN, F., RAISBECK, G. M., YIOU, F. & DESGARCEAUX, S. 1995: Evidence for muon-induced production of 10Be in near-surface rocks from the Congo. – *Geophys. Res. Letter* **22**, 703–706.

CERLING, T. E. 1990: Dating geomorphic surfaces using cosmogenic ^{3}He. – *Quat. Res.* **33**, 48–156.

CERLING, T. E. & CRAIG, H. 1994: Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. – *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **22**, 273–317.

DUNAI, T. J. 2000: Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **176**, 157–169.

DUNAI, T. J. 2001: Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **193**, 197–212.

GOSSE, J. C. & PHILLIPS F. M. 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – *Quaternary Science Reviews* **20**, 1475–1560.

GRANGER, D. E., KIRCHNER, J.W. & FINKEL, R. 1996: Spatially averaged long term erosion rates measured from in-situ produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. – *J. Geol.* **104**, 249–257.

GRANGER, D. E., KIRCHNER, J. W. & FINKEL R. C. 1997: Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. – *Geology* **25/2**, 107–110.

GRANGER, D. E., FABEL, D. & PALMER, A. N. 2001: Pliocene–Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **113**, 825–836.

HEIMSATH, A. M., CHAPPELL, J., DIETRICH, W. E., NISHIIZUMI, K. & FINKEL, R. C. 2001: Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. – *Quaternary International* **83–85**, 169–185.

HELSINGER, B. & NOLTE, E. 2000: Cosmogenic in situ production of radionuclides: Exposure ages and erosion rates. – *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. B.* **172**, 790–795.

KURZ, M .D., COLODNER, D., TRULL, T. W., MOORE, R. & O'BRIEN, K. 1990: Cosmic ray exposure dating with in situ produced cosmogenic ^{3}He: Results from young Hawaiian lava flows. – *Earth Planet. Sci. Res.* **97**, 177–189.

LAL, D. 1991: Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion rates. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **104**, 424–439.

LIU, B., PHILLIPS, F. M., FABRYKA-MARTIN, T. J., FOWLER, M. M. & STONE, W. D. 1994: Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms 1. Effects of the thermal neutron distribution. – *Water ResourceRes.* **30**, 3115–3125.

MASARIK, J. & REEDY, M. C. 1995: Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **136**, 381–395.

MASARIK, J. & BEER, J. 1999: Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. – *J. Geophys. Res.* **104**, 12099–12111.

MASARIK, J., FRANK, M., SCHÄFER, J. M. & WIELER, R. 2001: Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800 000 years. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **65**, 2995–3003.

NIEDERMANN, S. 2002: Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes. – In: PORICELLI, D., BALLANTINE, C. J. & WIELER, R. (eds) Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. – *Reviews in mineralogy and Geochemistry* **47**, 731–784.

NISHIIZUMI, K., WINTERER, E. L., KOHL, C. P., KLEIN, J., MIDDLETON, R., LAL, D. & ARNOLD, J. R. 1989: Cosmic Ray Production Rates of ^{10}Be and ^{26}Al in Quartz From Glacially Polished Rocks. – *Journal of Geophysical Research* **94**, B12. 17907–17915.

REPKA, J. L., ANDERSON, R. S. & FINKEL, R. C. 1997: Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **152**, 59–73.

RITZ, J. F., BROWN, E. T., BOURLÈS, D. L., PHILIP, H., SCHLUPP, A., RAISBECK, G. M., YIOU, A. & ENKHTUVSHIN, E. 1995: Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray–exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia – *Geology* **23/11**, 1019–1022.

SARDA, P., STAUDACHER, T., ALLEGRE, C. & LECOMTE, A. 1993: Cosmogenic neon and helium at Reunion: Measurement of erosion rate. – *Earth and Planet Sci. Letter* **119**, 405–417.

SCHALLER, M., BLANCKENBURG, F., HOVIUS, N. & KUBIK, P. W. 2001: Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nuclides in European river sediments. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **188**, 441–458.

SCHALLER, M., VON BLANCKENBURG, F., VELDKAMP, A., TEBBENS, L. A., HOVIUS, N. & KUBIK, P. W. 2002: A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in Middle European river terrace. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **204**, 307–320.

SCHAFER, J. M., IVY-OCHS, S., WIELER, R., LEYA, I., BAUR, H., DENTON, G. H. & SCHLÜCHTER, C. 1999: Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **167**, 215–226.

SIAME, L. L., BOURLÈS, D. L., SÉBRIER, M., BELLIER, O., CASTANO, J. C., ARAUJO, M., PEREZ, M., RAISEBECK, G. M. & YIOU, F. 1997: Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. – *Geology* **25/1**, 975–978.

VAN DER WOERD, J., RYERSON, F. J., TAPPONNIER, P., GAUDEMER, Y., FINKEL, R., MERIAUX, A. S., CAFFEE, M., GUOGUANG, Z. & QUNLU, H. 1998: Holocene left slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). – *Geology* **26/8**, 695–698.

VAN DER WATEREN, F. M. & DUNAI, T. 2001: Late Neogene passive margin denudation history – cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. – *Elsevier, Global and Planetary Change* **30**, 271–307.

WAGNER, G. A. 1998: Age Determination of Young Rocks and Artefacts. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 4–16, 113–194.

WATCHMAN, A. L. & TWIDALE, C. R. 2002: Relative and 'absolute' dating of land surfaces. – *Earth Sci. Rev.* **5**, 1–49.

ZREDA, M. G. & PHILLIPS, F. M. 2000. Cosmogenic nuclide buildup in surficial materials. – In: STRATTON NOLLER, J., SOWERS, J. M. & LETTIS, W. R. (eds): Quaternary Geochronology, Methods and Application, Am. Geophys. Union, Washington, 61–76.

Kézirat beérkezett: 2004. 03. 05.

Földtani Közlöny 134/2, 281–289. (2004) Budapest

Töredezett kőzettömbök nyomozása fraktálgeometriai elemekkel – egy szénhidrogén-rezervoár esettanulmánya

Fractured block investigation for a hydrocarbon reservoir with elements from fractal geometry – A case study

UNGER Zoltán[1]

(12 ábra, 2 táblázat)

Tárgyszavak: repedezettség, töredezettség, fraktálgeometria, szénhidrogénkutatás
Keywords: fractures, fractal geometry, hydrocarbon exploration

Abstract

Due to tectonic events both the rocks and package of rocks are folded, faulted and fractured. This fracture network presents an apparent a non-regular, chaotic shape and its description, investigation and mapping is the base of successful hydrocarbon exploration.

Up-to-date fracture investigations lack two major features:

– the fractures identified from cores cannot be extrapolated reservoir-wide;

– the resolutions of the tectonic maps based on seismic measurements are far above the fracture scales, so their network prediction is extremely uncertain, if not practically impossible.

The lack of these features can be bridged by the elements of fractal geometry, namely a modified Sierpinsky gasket. Using this gasket unfractured blocks of various sizes can be localised step-by-step. This means that the fractured zones of higher permeability can be delimited.

This method offers a link between the elements of tectonics to the core-size fractures. The fractals themselves mean that with the feature of being "fractured", (moreover, given their self-similarity), this scaling transformation can be defined recurrently.

Összefoglalás

A fraktál geometria elméletének felhasználásával új oldalról vált elemezhetővé a szénhidrogén tárolók repedezettsége. A szeizmikus mérések alapján szerkesztett tektonikai térkép és a fúrómagokon észlelt repedezettség közti kapcsolat nyomozható, az egyes geometriai idomok fraktállá történő alakításával. Az alkalmazott ún. „módosított Sierpinsky szűrő" segítségével megteremthető a kapcsolat a nagytektonikai lépték (a 3D-s szeizmikus térkép) és a fúrómagokon észlelt repedezett tömbök/térrészek között. A bemutatott módszer eredménye jó egyezést mutat az esettanulmány területén végzett szeizmikus koherencia vizsgálatának térképével, ami egyben a módszer használhatóságának is a bizonyítéka.

Bevezetés

A szerkezeti mozgások eredményeként kialakult tektonikai kép jellegének megismerése, az eredményes szénhidrogén kutatás és a későbbi gazdaságos kitermelés kulcsa. Ennek a térben és időben többször változó igénybevételnek köszönhetően jön létre a kőzet repedezettsége. Ennek tulajdonítható a rezervoárok áteresztőképességének a növekedése.

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

Számos repedezettség nyomozási eljárást próbáltak kidolgozni, több-kevesebb sikerrel. Egyes elméletek a fúrómagokból indulnak ki, míg mások a szeizmikus mérések értelmezése alapján valószínűsítik a repedezett szakaszokat. E becsléseknek két nagy hiányosságuk van:

– a kutatófúrásokkal felszínre került fúrómagokon észlelt repedezettségi tulajdonságok alapján nem lehet kellő biztonsággal előre jelezni a töredezettség mértékét a rezervoár teljes kiterjedésére;

– a szeizmikus mérések alapján készült tektonikai térképek felbontóképessége messze a repedezettség léptéke alatt van; e miatt a tárolók repedezettségének térbeli helyét megjósolni nagyon kockázatos, gyakorlatilag lehetetlen.

Jelen esettanulmány, a fraktálgeometria elméletének szénhidrogén kutatásban történő felhasználására tesz kísérletet egy valós, korábban a MOL Rt. Külföldi Kutatás Termelés Üzletág érdekeltségébe tartozó kutatási területről. (A kutatási terület megnevezését szándékosan mellőzzük, hiszen üzleti érdekeket sérthet.) A módszer a repedezett szénhidrogén-rezervoár modellnek újfajta megközelítését célozza a fraktálgeometriai elemek felhasználásával, megkísérelve a fenti hiányosságok kiküszöbölését.

Módszertan

A fraktálok töredezettségre vonatkozó földtani alkalmazását ACUNA & YORTSOS (1996) vetette fel. A szerzők egy repedezett termálvíztároló (Geysers–Kanada) modellezésével, illetve folyadékáramlásának modelljével foglalkoznak. Fraktálgeometriai elemek felhasználásával elméleti oldalról közelítették meg a hévíztároló potenciális töredezett tömbjeinek térbeli eloszlását. A módszer a geometriai idomok fraktállá történő alakításán alapul, különös tekintettel arra, hogy a fraktál jelentésében is hordozza a „törött, töredezett" jelleget, sőt, önhasonlóságában alkalmas arra, hogy e léptékbeli transzformációt rekurzív módon definiálja (VICSEK 1992).

A fraktálgeometria legegyszerűbb eleme a Cantor-halmaz (PEITEN et al. 1993), amely egy szakasz, sajátos, több lépcsős felosztásának eredménye. Harmadolva az említett szakaszt, a második lépésben elhagyjuk a középső részt. A harmadik lépésben a maradék két szakasz középső két harmadát hagyjuk el, és így tovább. A végtelen sok lépés után megmaradt ponthalmazt nevezik Cantor–halmaznak, amely a legegyszerűbb egy dimenziós fraktál (*1. ábra*).

Kétdimenziós megfelelőként, Sierpinsky alkalmazta a Cantor-halmazt és így született a róla elnevezett a szűrő (PEITEN et al. 1993). Ez egyszerűen előállítható, ha egy háromszög oldalait megfelezzük és a középvonal mentén kialakult négy háromszögből a középsőt elhagyjuk.

Az eredmény egy lyukas háromszög lesz. Megismételjük ezt a maradék három darab háromszöggel és létrejönnek a második generációs lyukacsos háromszögek. Tovább folytatva az eljárást, eredményként a *2. ábrán* látható, egymásba ágyazott, lyukacsos háromszög együttes keletkezik. Ez az egyik, a háromszög alakú Sierpiensky-szűrő (VICSEK 1992).

Megismételhetjük ezt a felosztásos módszert egy 3 egységnyi oldalú (9 egység^2 területű) négyzettel is (*3. ábra*). A négyzet közepéből kivágunk egy egységnyi oldalú (egységnyi területű) négyzetet, amelyet elhagyunk. A maradék 8 azonos

területű kisnégyzet mindegyikénél hasonlóan járunk el, csak most már 8 db 8/9 egység^2 területű négyzetet vágunk ki. A maradék terület 7,111 egység^2. Megismételve az eljárást az ismertetett szabály szerint, az előbbi háromszöghöz hasonló szűrőt, jelen esetben lyukacsos négyzetet kapunk eredményül. Ez egy másik, négyzet alakú Sierpinsky-szűrő.

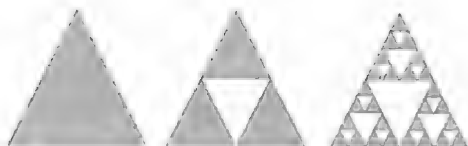
A fent vázolt matematikai fraktálokat geometriai tulajdonságok alapján állítottuk elő. Fraktálokkal a természetben lépten-nyomon találkozunk, így a földtanban is gyakoriak (KORVIN 1992). A fizikai tér felosztásának kritériuma nemcsak kimondottan mértani jegyek alapján történhet; hanem valamilyen tulajdonság mennyiségi és minőségi jellemzői alapján is (VICSEK 1992). Esetünkben a rezervoár repedezettsége és ennek ellentett párja, a repedés-mentessége, illetve a vetőmentesség a fraktállá alakítás kritériuma.

A Sierpinsky-szűrőnek nevezett fraktál módosított változatával, mint egy szűrő segítségével lépésenként kiszűrhetők, vagyis lokalizálhatók a különböző méretű, nem töredezett/repedezett tömböket. Ez azt jelenti, hogy behatárolhatók a repedezett, nagyobb áteresztőképességű tároló szakaszok.



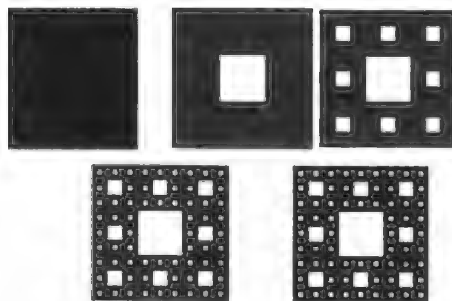
1. *ábra*. A legegyszerűb fraktál: a Cantor-halmaz

Fig. 1 The simplest fractal: the Cantor set



2. *ábra*. A legegyszerűbb fraktál síkbeli megfelelője: a Sierpinsky-háromszög

Fig. 2 The correspondent for the simliest fractal in plane is: the Sierpinsky triangle



3. *ábra*. A Sierpinsky-négyzet

Fig. 3 The Sierpinsky gasket

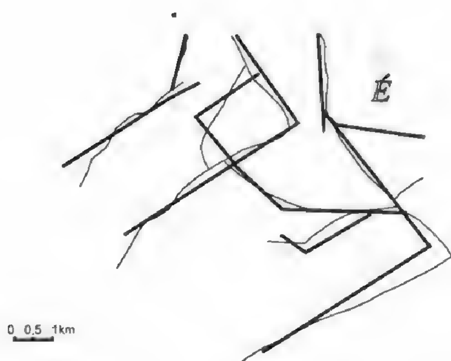
Reményeink szerint kapcsolatot teremthetünk a nagytektonikai térkép szerkezeti elemei és a fúrómagban észlelt repedezettség között.

Egy szénhidrogén kutatási terület tektonikai szerkezetének fraktálgeometriai elemzése Sierpinski-szűrővel

Az esettanulmány területén 3D szeizmikus mérés történt (MOL 1997), ennek egyik jelentős eredménye a részletes rezervoártető térkép. A feltüntetett tektonikai elemek (4. *ábra*) jelentik a vizsgálati módszer bemenő adatait. Erre a vetőhálóra illeszthettem az említett, módosított Sierpinsky-szűrőt.

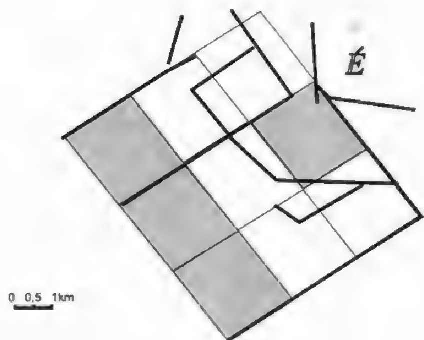
Az illesztés megkönnyítésére és szemléletesebbé tételére, az eredeti vetőhálót (vékony vonalak) helyettesítem egy közelítő, simított (vastag vonalak) vetőhálóval (4. *ábra*), úgy hogy a tektonikai kép lényegesen ne változzon.

A simított vetőhálóra illeszthetővé vált a Sierpinsky-szűrő (5. *ábra*), amellyel létrejött az első generációjú fraktál. A szürke négyzetek a vetőmentes tömböket



4. ábra. A tektonikai vetők közelítésének térképe, mint a módszer bemenő adatai

Fig. 4 The tectonic sketch as input data



5. ábra. Az első generációs módosított Sierpinsky-szűrő illesztése

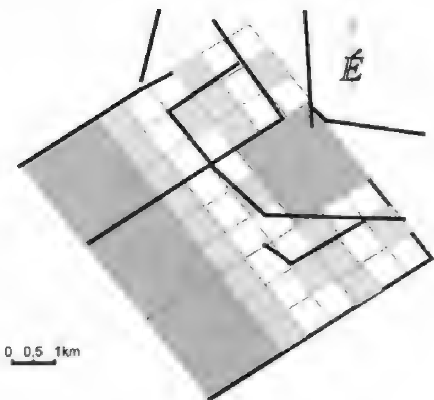
Fig. 6 Fitting the first generation of the Sierpinsky gasket

jelölik, vagyis azokat, amelyeket nem kereszteznek vetők. Ezek felelnek meg a 2. *ábrán* is bemutatott elhagyott négyzeteknek.

A második generáció létrehozásakor a törésvonalak által harántolt, megtartott négyzeteket rekurzívan osztjuk fel külön-külön, az első generáció konfigurációja szerint (6. *ábra*). Ebben a léptékben is a vetőmentes területeket a szürke négyzetek jelölik, amelyek, az előbbihez hasonlóan kiesnek a további műveletekből.

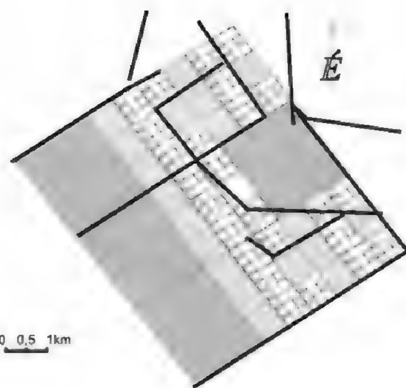
A harmadik generáció, amely már a ~250 m × 250 m-es négyzetek léptékére zsugorítja a töredezettség-mentes területek méretét, a 7. *ábrán* látható. Ezt is hasonló, rekurzív felosztással képeztük, mint a korábbiakat. Ezzel a generációval a szeizmikus felbontás határa alá kerültünk, így a vetők léptékéről megközelítettük a fúrómagokon észlelt repedések léptékét.

Tehát a módosított Sierpinsky-szűrő alkalmazásával lépésről lépésre sikerült a nagy, illetve a kisebb méretű kompakt és töredezett tömbök térbeli eloszlását valószínűsíteni. A nagy, több kilométeres vetők térbeli jellegéből rekurzív



6. ábra. A második generációs módosított Sierpinsky-szűrő illesztése

Fig. 6 Fitting the second generation of the Sierpinsky gasket



7. ábra. A harmadik generációs módosított Sierpinsky-szűrő illesztése

Fig. 7 The third generation of the Sierpinsky gasket

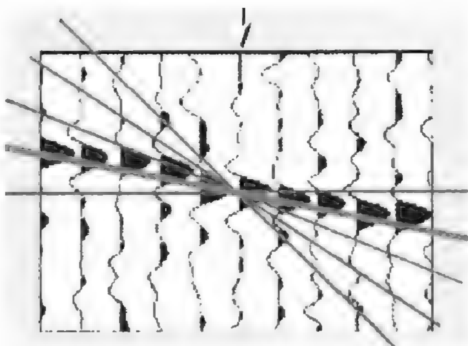
módon eljutottunk a pár száz méteres léptékig, azaz a harmadik generációs szűrő cellái ~200–250 méter nagyságúak.

A módszer újdonsága abban rejlik, hogy kihasználva a fraktálok tulajdonságait, egy 3D-s szeizmikus vetőtérkép, mint bemenő adat, alapján gyorsan és egyszerűen becsüli meg a töredezett/repedezett kőzettestek helyét, amelyek a szeizmikus felbontó képesség alatt rejtve maradtak.

A módszer eredményének összehasonlítása az adott terület szeizmikus-koherencia térképével

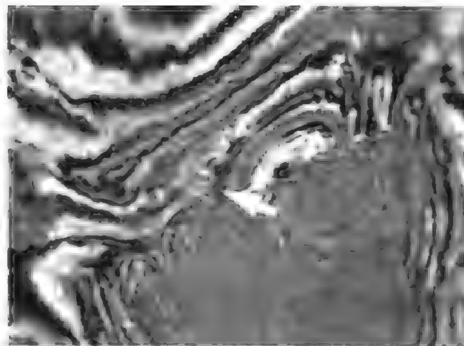
Amerikában (Coherence Cube Technology Incorporation) fejlesztettek ki egy módszert, amely a 3D-s szeizmikus mérésből közeg-inhomogenitásokat nyomoz (Ref. 2). A módszer lényege, hogy a szeizmikus mérés szomszédos csatornák jeleinek hasonlóságát, ún. koherenciáját vizsgálja (*8. ábra*). Bonyolult képletek és algoritmusok alapján, elektronikusan hasonlítják össze adott mélységintervallum koherencia értékeit és az eredményt különböző (szürkeárnyalatos vagy hamisszínes) térképeken ábrázolják (*9. ábra*). Mivel a hullámterjedés sebessége irányonként változhat az inhomogenitások miatt, a kőzettest nagy valószínűséggel, anizotrop jellegű. Ezért ma már irányfüggő koherencia-képeket is elő tudnak állítani (Ref. 2). A kőzettestek inhomogenitásáért gyakran a repedezettségek a felelősek (Ref. 1, 2).

Amikor az esettanulmány területéről koherencia térképet rendeltek, a kutatókat is a fenti elgondolás vezette. Véleményük szerint, ha mélyen is (~ 3500 m) található az említett rezervoár, a magok alapján feltételezett repedezett kvarchomokkő inhomogenitásairól használható koherencia kép várható a 3D-s szeizmikus mérés hasznos területéről. A 100 ms (kb. 250 m) vastag kőzettömeg átlagos koherencia értékeinek térbeli eloszlását a *10. ábra* mutatja. Ebben az intervallumban kereshető a néhány méter vastagságú rezervoár, amelyből a repedezett magok származtak. A szürkeárnyalatos képen a fehér tónusú foltok a



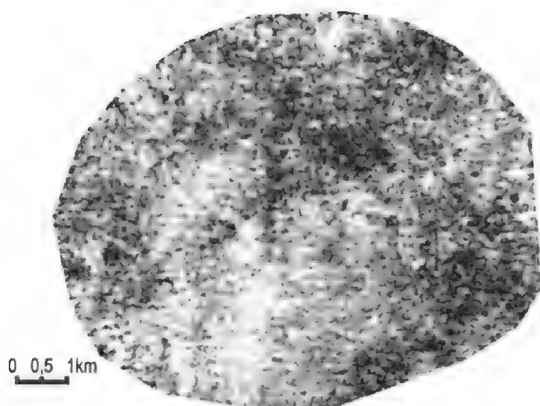
8. ábra. A szeizmikus koherencia térkép képzésének elvi ábrája

Fig. 8 The schema for theoretical generation of the coherence map



9. ábra. Egy sódom körüli szeizmikus koherenciakép

Fig. 9 A coherence map of a salt dome and its close surroundings

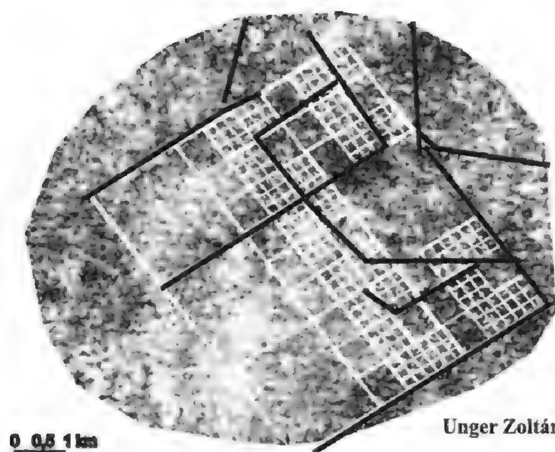


10. ábra. A vizsgált terület átlag-koherencia térképe 1900–2000 ms közötti kőzettestre

Fig. 10 The average-coherence map between 1900–2000 ms interval from the study area

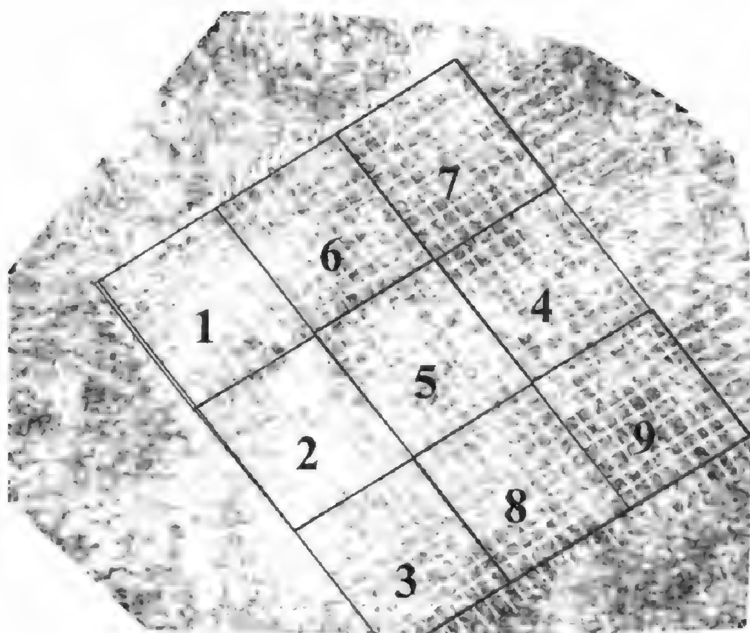
koherencia magas értékeit, a sötétek az alacsonyakat szemléltetik, azaz a fehér térrészek nagyobb homogenitással rendelkező, míg a sötét vagy feketébe hajlók inhomogén kőzettömegeket jelenthetnek. Az inhomogenitás oka a repedezettségben keresendő. A szürke tónusokat úgy kapták, hogy 9 szomszédos szeizmikus csatorna jeleit összehasonlították és a középsőre, az ötödikre, vetítették (*8. ábra*). Továbblépve egy csatornával megismételték az eljárást a következő 9 csatornára is. Lefedve a területet a különböző hasonlósági értékek alapján generálódott a szürke árnyalatos térkép.

E koherencia térkép fölé helyeztük a rezervoár-tető szeizmikus térképe alapján korábban készült háromgenerációs módosított Sierpinsky-szűrőt és vizsgáltuk az egybeeséseket (*11. ábra*). A nagykiterjedésű fehér térrészek (vagyis az első generációs Sierpinsky-háló 4 db négyszöge), nagymértékben megegyeznek az alkalmazott szűrő eldobott, vetőmentes négyzeteivel. Ennek ellenőrzésére a 4 db négyszöget felosztottam 8, 9, 10 és 20 egyforma négyzetre (*12. ábra*) és megszámoltam a sötét/repedezett négyzetek számát, amelyet az *I. táblázat*ban sűrítettem feltüntetve a repedezettség százalékát.



11. ábra. A átlag-koherencia térkép fölé helyezett módosított Sierpinsky-szűrő

Fig. 11 The overlayed modified Sierpinsky gasket above the average-coherence map



12. *ábra.* A koherencia kép, Sierpinsky-szűrő első generáció négyzetei szerinti, 9-es felosztása

Fig. 12 Subdividion 9×9 of the coherence map according to every square of the first generation in the Sierpinsky gasket

Tehát, e négyzetek (1, 2, 3 és 4) a nem töredezett tömbökkel egybeesnek, tömörségük 90% fölötti és a repedezettségre utaló, sötét foltok többnyire izoláltan fordulnak elő. A 9 négyzetből 8-ban megegyezik a két becslés, tehát 88%-ban azonos eredményt adott a két módszer. Kiemelve a 9-es felosztást (*12. ábra*), az általunk is használt Sierpinsky felosztás miatt, tovább vittük az egyezési elemzést a többi négyzetre (5, 6, 7, 8 és 9-es). Az 5-ös számmal jelölt négyzetre 17%-os töredezettség mutatkozott, tehát ez is tömör tömbnek minősülhet a koherencia kép alapján ellentétben a mi elképzelésünkkel.

A tovább osztandó 6, 7, 8 és 9-es négyzetek 20% fölötti sötét foltokkal jelentkeztek, amely alapján szintén igazoltnak tekintjük a két repedezettség nyomozásának egybeesését.

A második generációs Sierpinsky-szűrő (~ 750 m-es) négyzeteinek egybeesését vizsgálva (*12. ábra*: 6, 7, 8 és 9 négyzetek), az egyezések 63%-osak voltak. Lásd *II. táblázat*.

I. táblázat. Az első generációs négyzetek repedezettsége a koherencia kép alapján
Table I Degree of fracturing for the first generation of the gasket

Négyzet\ Felosztás	8.o	9.o	10 o	20.o
1	5%	**6%**	8%	4%
2	2%	**1%**	5%	3%
3	8%	**5%**	11%	6%
4	19%	**19%**	16%	10%
Repedezettség	8,5%	**7,75%**	10%	5,75%
Tömörség	91,5%	**92,25%**	90,12%	94,25%

II. táblázat. A második generációs négyzetek egyezése a koherencia képpel
Table II The fracturing coincidency for the second generation of the gasket

6			*0,7*		7			*0,4*
	E	N	N			N	N	N
	E	E	E			N	E	E
	E	E	N			N	E	E
				63 %				
8			*0,7*		9			*0,7*
	E	N	N			E	N	E
	E	E	E			N	E	E
	N	E	E			N	E	E

N - nem egyezik; E - egyezik

A harmadik generációs Sierpinsky-szűrő (~250 m) négyzeteinek és a koherencia kép egybeesési vizsgálata a szeizmikus hullámhossz miatt véleményünk szerint értelmetlen.

Összefoglalva, a nagy (2,25 km) kiterjedésű, első generációs Sierpinszky-szűrő 9 négyzetéből 8 egyértelműen egybeesik a koherencia térképpel. Egy négyzet (az 5-ös) tömörnek bizonyult ellentétben a fraktálos megközelítéssel. A második generációs háló 63% egybeesést mutat.

A látható eltérések nagy valószínűséggel az összehasonlított minták térfogati különbségében rejlenek, mivel a koherencia egy intervallum (100 ms-os kőzettérfogat) átlagolt tulajdonságait vetettük össze egy felületről (rezervoártető vetői) becsült tulajdonságaival. Megállapítható, hogy a fraktál szűrő segítségével előállított repedezettségi térkép jó egyezést mutat a koherencia térképpel, és egyben igazolja alkalmasságát a kőzettest repedezettségének nyomozására.

Eredmények, következtetések

A fent ismertetett módszer igazolhatóan jó egyezést mutat ugyanazon terület koherencia térképével, ezért „jóságának" következtében megállapítható, hogy a vetőkre illesztett fraktál alkalmazásával előrejelezhető egy kőzettest töredezett- és vetőmentes tömbjeinek térbeli eloszlása. A módszer, amellett, hogy gyorsabb, sokkal egyszerűbb és olcsóbb, mint a koherencia vizsgálat, amely bonyolult számításokkal állítja elő a repedezettségnek tulajdonított átlagos koherencia térképét.

A fraktál elemzés lépései átmenetet teremtenek a szeizmikus méretarány: (a vetők) és a fúrómagok repedezettségének méretaránya között, aminek előnye, hogy bármilyen mérettartományban (első-, másod- és harmadik generációs fraktálok) elemezhetővé válik a rezervoár repedezettsége.

A módszer várható hatásai

— Módosul a töredezett rezervoárok leírása, modellezése.
— Egy tároló réteg áteresztőképesség (permeabilitás) térképe átalakul.
— Befolyásolja a kőolajtermelő kutak telepítését, kiferdítési irányát, termelését, hozamát.
— Megmagyarázza a terület meddő kútjainak sikertelenségét.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani Dr. VÉGH Sándorné tanárnőnek, aki a Geomatematikai továbbképzőt kigondolta és Dr. KOVÁCS Józsefnek, aki ezt megszervezte. Hála Dr. MINDSZENTY Andrea tanszékvezető asszonynak, hogy az Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék ma is otthona a geomatematikának. Köszönet illeti GERECS László urat a Mol Rt. egykori Külföldi Kutatás-, Termelési Üzletág igazgatóját, aki nemcsak engedélyezte, de bátorított és támogatott kutatásaim publikálásában. Végül, de nem utolsó sorban hála tanárainknak, akik felnyitották szemünket és tanúságot tettek egy csodálatos világ létezéséről.

Irodalom – References

ACUNA, J. A. & YORTSOS, Y. C. 1996: Numerical construction and flow simulation in network of fractures using fractal geometry. – Society of Petroleum Engineers Publication 22703/1996.
KORVIN, G. 1992: Fractal Models in the Erth Science. – Elsevier, 87–180.
Mol Rt. KKTÜ, 1997: Belső tanulmány- bizalmas.
PEITEN, H. O., JURGENS, H. & SAUPE, D. 1993: Fractals for the Classroom. – Springer Verlag, 5–125.
VICSEK, T. 1992: Fractal Growth Phenomena. – World Scientific - Singapore.
YARUS, J. M. & CHAMBERS, R. L. 1994: Stochastic Modeling and Geostatistics, Principles, Methods, and Case Studies; Chapter 19. – In: HEWETT, Th. A. (Ed.): Fractal Methods for Fracture Characterisation, AAPG Computer Applications in Geology, No. 3, 249–260.
Ref. 1. http://www.kgs.ku.edu/PRS/publication/2000/ofr84/slide2.html
Ref. 2. http://www.corelab.com/Scopic/Advanced/FractureAnalysis.asp

Kézirat beérkezett: 2003. 12. 09.

Földtani Közlöny 134/2, 291–301. (2004) Budapest

Geokémiai háttér és nehézfémszennyezés Gyöngyösoroszi térségében

Geochemical background and heavy metal pollution near Gyöngyösoroszi (NE Hungary)

FÜGEDI Ubul[1]

(2 ábra, 10 táblázat)

Tárgyszavak: cink, ólom, réz, kadmium, arzén, háttér-koncentráció, háttér értéktartomány, anomália
Keywords: zinc, lead, copper, cadmium, arsenic, uncorrelated geochemical background, range of background values, anomaly

Abstract

The data available about the environmental pollution and its surroundings at Gyöngyösoroszi make it possible to compare the results of the methods used for the severance of the geochemical background and anomalies. In this case the background means the products from the rock-forming processes in the related bedrock and at the floodplain. An anomaly refers to the products from ore-mineral accumulating processes. Two-two methods were used to determine the probable value and maximum of the background: the separation of the uncorrelated geochemical background proved to be the most effective. Caused by the mineralization developed on the catchment area the probable values of the local background are higher than not just the territorial but also the usual values at other places in the Mátra Mountains.

Összefoglalás

A gyöngyösoroszi környezetszennyezésről és környezetéről rendelkezésünkre álló adattömeg lehetővé teszi, hogy összehasonlíthassuk a háttér és az anomáliák különválogatására használatos módszerek eredményeit. A konkrét esetben háttérnek a szálkőzetben és az ártéren is a kőzetalkotó, anomáliának pedig az ércásványokat felhalmozó folyamatok termékeit tekinthetjük. A háttér várható értékeinek és maximumainak meghatározására két-két módszert használtam: a leghatékonyabbnak a korrelálatlan geokémiai háttér elkülönítése bizonyult. A vízgyűjtő területen kifejlődött ércesedésnek köszönhetően a helyi háttér várható értékei nemcsak az országos háttérnél, de a Mátra hegységben egyebütt szokásosaknál is magasabbak.

Bevezetés

Gyöngyösoroszi környékén a Toka- és a Száraz-patak árterén több színes- és nehézfém koncentrációja helyenként többszöröse az aktuálisan a 10/2000. (VI. 2.) KÖM-EÜM-FVM-KHVM együttes rendeletben meghatározott beavatkozási küszöbértéknek. A környezeti terhelést először a Heves megyei KÖJÁL 1986-os, lakossági bejelentések alapján indított vizsgálatai mutatták ki. A munkát folytató Heves megyei ÁNTSz példaértékű jelentése (ZÁRAY et al. 1991) több, alapvető tényt állapított meg:

— az anomális koncentrációk nem egyenletes terítésben, hanem foltszerűen, kisebb-nagyobb lencsékben, pásztákban jelennek meg;

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest Stefánia út 14.

— valamennyi ilyen dúsulás az árvizek idején időlegesen elöntött részeken, tehát az ártéri üledékekben és az ezeken képződött talajokban fordul elő;

— a legnagyobb fémkoncentrációkat mindig a rétegsor többi elemétől markánsan különböző színű és szemcseméretű, ún. „sárga homokban" találhatjuk;

— a nagy nehézfém-tartalmú foltok elsöprő többsége a mederhez közel (60 m-en belül) van; gyakoriságuk a pataktól távolodva monoton csökken.

A jelenség feltételezhető forrásaként (a helybéliek vélekedésével összhangban) az Országos Érc- és Ásványbányák (OÉÁ) gyöngyösoroszi bányaüzemében 1951–1985 között folytatott ércbányászatot és feldolgozást nevezték meg. Valószínűsítették, hogy az ércanyag a patakok közvetítésével került az ártérre.

Ezzel szemben a bányavállalat álláspontja az volt, hogy fémeket ott szokás bányászni, ahol azok a földkéregben szokásosnál jóval nagyobb koncentrációban vannak jelen, így hát szükségszerű, hogy az ércek természetes lepusztulása folytán az ilyen vidékeken — így Gyöngyösoroszi alatt is — az egyébként szokásosnál jóval több színes- és nehézfém legyen. Álláspontjukat a MÁFI 1981–1985 között, a Közép- és Nyugat-Mátrában végzett metallometriai felvételének eredményeivel támasztották alá. Az ércesedés során dúsuló, fontosabb elemek hegységi háttér-értékeit (*1. táblázat*) és a nagyfrekvenciás hatókat szelvény menti, lineáris szűréssel leválogatva a lokális hátteret (2. *táblázat*) az 500 m × 50 m-es hálóban, kézifúróval, a talaj „C" szintjéből gyűjtött minták félmenynyiségi OES (optikai emissziós színkép) elemzései alapján határozták meg (NAGY et al. 1986).

Mint látható, az így megadott helyi háttér teljesen megfelel a tájegységinek, viszont az azidőtájt referenciaként használt, Vinogradov-féle klarkoknál (Pb – 10, Cu – 20, Zn – 50 g/t) mindkettő 2-3-szor magasabb. Ez a számítás levágja a lokális felhalmozódások, elemdúsulások koncentrációit – a telérek fölötti és egyéb, lineáris anomáliák hatását. Az egyértelműen érckutató mintavételből jórészt kihagyták a patak árterét (ahol – mint ezt az ÁNTSz kimutatta – jelentős felhalmozódásokat találhatunk); így hát az értelmezési kísérletek szabadságfoka igen jelentős volt.

A Mátra részletes földtani térképezésének eredményeit összesítő kutatók (VARGA et al. 1975) a völgyet kialakító mélytöréshez kapcsolódó agyagásványosodást írtak le, nyomelemzések hiányában azonban nem tisztázták, hogyan járul ez hozzá a háttérértékek alakításához. Gyöngyösoroszi környékén tömeges hidrokvarcitot, majd a Mátra-programban az ércföldtani reambuláció során a falu és a flotációs meddőhányó közti szakaszon masszív kovásodást ismertettek. A hegységben többfelé (egyebek közt a kovásodással együtt járó) regionális piritesedés fordul elő. A Toka-patak vízgyűjtőjének Károlytáró fölötti részén a hordalékból

1. táblázat. Tájegységi háttérértékek a MÁFI Mátra-programja alapján
Table 1 Regional background values based on the Mátra Project in the Geological Institute of Hungary

elem	háttér (g/t)
Cu	41
Pb	29
Zn	124

2. *táblázat.* Helyi háttérértékek a Toka-völgyben a MÁFI Mátra-programja alapján
Table 2 Local background values in the Toka valley based on the Mátra Project in the Geological Institute of Hungary

elem	háttér (g/t)	tendencia
Cu	40	
Pb	22–27	folyásirányban nő
Zn	115–130	folyásirányban csökken

egyéb szulfidásványok társaságában arzenopiritet mutattak ki (FÜGEDI in: NAGY et al. 1986). Ezek az adatok valószínűsítették, hogy a Toka-patak völgyében a „szokásost" jóval meghaladó, nagyrészt természetes eredetű, kisebbrészt a középkor óta időszakosan felújuló bányászkodás hányóinak lepusztulására visszavezethető háttérkoncentrációkra számíthatunk.

A következő adatsort a MÁFI ún. „középhegységi" geokémiai felvétele szolgáltatta. Miután a Zempléni-hegységben (HARTIKAINEN et al. 1993) kimutattuk, hogy a színesfémek talajban várható értékei a lényegesen reprezentatívabb hordalékmintákkal jól becsülhetők, ezzel a módszerrel mintáztuk végig előbb az Északi- (ÓDOR et al. 1999), majd a Dunántúli-középhegységet is. Ezek a vizsgálatok már a kvantitatív ICP, azaz induktív csatolású plazmaemissziós módszerrel készültek. Az ICP-elemzések a Mátrában az OES eredményeknél radikálisan kisebb háttérkoncentrációkat (*3. táblázat*) szolgáltattak (mivel a legtöbb kadmiumelemzés kimutatási határa 1 g/t, tehát éppen annyi, mint a *B* szennyezettségi küszöb, a Cd tényleges viselkedésére jobbára a Zn-koncentrációk alakulásából következtethetünk).

A vita eldöntéséhez meg kellett találni azokat a módszereket, amelyek segítségével az esetleges szennyezés az emelt, helyi háttértől elkülöníthető. Ehhez a völgyben 1986 után vizsgálatokat végző kutatócsoportok (ZÁRAY et al. 1991a, b; BEKŐ et al. 1992; HALMÓCZKI 1993; MARTH et al. 1994; ÓDOR et al. 1998 stb.) mintáinak elemzési eredményeit használtuk fel.

3. táblázat. A hordalék (stream sediment) háttérértékei és anomáliái (g/t) a Mátra hegységben

Table 3 Background values and anomalies (g/t) of the stream sediment in Mátra Mountains

elem	medián	anomáliaküszöb (háttér max.)	legnagyobb, mért érték
As	5,7	25	163
Cd	< 1	1	47
Cu	14	34	153
Pb	18,5	60	288
Zn	65	100	12 200

Háttér és anomália

Elvi alapok

A háttér és az anomáliák szétválasztása a geokémia egyik legősibb, örökké visszatérő problémája. E feladat különösen bonyolult azokban az esetekben, amikor a „háttér" maga is erősen heterogén: egyes kőzetek háttérértékei akár nagyobbak is lehetnek, mint mások erős anomáliái. A háttér heterogenitásának szemléletes példája egy olyan terület, aminek egyik részén mészkő, a másikon homok(kő) települ. A mészkő várható $CaCO_3$-tartalma 90% fölötti, SiO_2-tartalma pedig 0,5% alatti – a homokkőnél éppen fordítva. Ugyanezen kőzetek ritkaelem- (pl. Sr-) koncentrációi között akár 4–5 nagyságrend különbség is teljesen normális. Így Gyöngyösoroszi térségében a flotációs meddőhányó „háttérkoncentrációi" jóval nagyobbak pl. az ércesedés utáni, pannóniai üledékek kiugró értékeinél.

Mint a bináris felosztások többségében, a két fogalom „független" (a másikra nem hivatkozó) meghatározása meglehetősen nehézkes. Tovább bonyolítja a helyzetet, hogy e kategóriák roppant léptékfüggők: egy makroszkóposan „háttér" jellegű kőzet mikroszkóposan (amikor az egyes ásványokat külön-külön vizsgáljuk), jóformán kizárólag „anomáliákból" áll; egy regionálisan egyértel-

műen háttér jellegű terület a részletes vizsgálatok során (nagyobb léptékben) anomáliák tarka kavalkádjának tűnhet.

Az Európai Unióban kétféle koncepció alapján szabályozzák a színesfémek talajban megengedhető koncentrációit: a jog alapja vagy a területhasználat módja (berlini lista) vagy az adott elem kellőképpen megismert természetes eloszlása (holland lista). Közös jellemzőjük az, hogy kizárólag határérték jellegű mennyiségeket tartalmaznak. A magyar környezetvédelmi jog (10/2000. együttes rend.) megpróbálta ötvözni e két koncepciót. Sajnos, ennek során várható érték jellegű mennyiségekként határozta meg a „toxikusnak" minősített elemek „háttér" koncentrációit, miközben „szennyezettségi" és a területhasználat módjától függő „beavatkozási" határértékeket állapított meg. A rendelet háttérnek mindig egyetlenegy, várható érték típusú koncentrációt tekint; a természetes változékonyságot és heterogenitást egyáltalán nem veszi figyelembe. E szakmai nonszensz helyett a háttér fogalmának földtani (tehát nem általános igényű) meghatározásához az alábbi, termodinamikai és reakciókinetikai megfontolásokból célszerű kiindulnunk:

— Minden földtani folyamat valamiféle egyensúlyi állapot kialakítása felé halad.

Ez az állapot jellemző egyrészt a folyamatra, másrészt a környezetre (a folyamatban részt vevő földtani képződményekre) – így ahány folyamat és ahány környezet, annyi végállapot.

— A földtani folyamatok nagy-nagy többsége annyira lassú, hogy az egyensúlyi állapot csak kivételesen ritkán alakul ki.

— A földtani idők során számos, a közeg összetételét befolyásoló folyamat követi egymást; ezek hatásai gyakran szuperponálódnak (mivel az előző pont értelmében az egyensúlyi állapot nem alakul ki).

— A földtani folyamatok időben átfedik egymást: egyszerre több hatás érvényesül.

— Nincsenek „üres idők", amikor a földtani közeggel épp nem történik semmi az állandóan változik.

A felszíni mállás (és ennek részeként a talajosodás) olyan, rendkívül sajátos földtani folyamat, ami sosem juthat el valamiféle egyensúlyi állapot kialakításához, mert jellegéből adódóan mindig nyílt rendszerben, folyamatos anyagimporttal és exporttal megy végbe.

A földtani gyakorlatban azokat a kőzeteket tekintjük háttér jellegűeknek, amelyek kialakításában valamely kőzetképző (üledékes, magmás, illetve metamorf) folyamat dominált: következésképp általunk észlelt, illetve mérhető paramétereik is döntően e folyamat következményei. A jogszabállyal összhangban nem tekintjük háttér jellegűnek a hidrotermális, antropogén stb. folyamatokkal kimutathatóan érintett képződményeket, a geokémiai csapdák elemdúsulásait stb.: ezek az anomáliák.

Háttér és anomália a Toka-patak vízgyűjtőjén

A háttér és az anomáliák különválasztásának három, markánsan különböző módszerével próbálkoztam:

— a garantáltan szennyezés előtti, illetve egyéb okokból garantáltan nem szennyezett képződmények jellemezése;

— a gyakorisági maximumok környezetének különválasztása;
— a korrelálatlan geokémiai háttér elkülönítése.

A garantáltan nem szennyezett képződmények jellemzése

Háromféle, ilyen jellegű képződményt azonosíthatunk:
— a patakok felső folyásának ártéri üledékeit;
— a domboldalak és lejtők deluviális málladékát;
— a pannóniai üledékeket.

A patakok felső folyásairól gyűjtött, ártéri minták

A vízgyűjtőterület fő vízfolyása a Toka-patak, amit Károlytáró lakóteleptől, az Erős-p. és a Bánya-p. összefolyásától neveznek e néven. Az altáró és az egykori ércdúsító közötti szakaszon torkollik belé fő, jobboldali mellékvize, a gyakorlatilag ércmentes területről érkező Szomor-patak, majd a falu alatt fő, baloldali mellékvize, a Száraz-patak. Ez utóbbi torkolatában alakították ki 1966-ban a mezőgazdasági víztározót. A Száraz-patak kis, jobboldali mellékvölgye – a Száraz-ér – alsó szakaszát töltötték fel a flotációs meddővel.

Mivel a flotációs meddő a 16/2001. KÖM rend. értelmében veszélyes hulladék, a területen megfordult kutatók többsége fokozott figyelmet fordított vizsgálatára. A háttér és a szennyezés különválasztásának szándékával többen (ZÁRAY et al. 1991; BEKŐ et al. 1992; HALMÓCZKY 1993) a hányó környékéről is gyűjtöttek mintákat (*4–5. táblázat*).

Ezekhez meglehetősen közeli koncentrációkat határoztak meg (BEKŐ et al. 1992) a közeli Tarján-patak árterén gyűjtött, ellenőrző mintából (R-2):

Pb: 32; Zn: 107; Cu: 44; As: 23 g/t

A fenti eredmények közül leginkább az arzén koncentrációi ötlenek szembe: az As C_1 intézkedési szennyezettségi küszöbértéke 20 g/t (10/2000 egy. rend.). Az arzén-anomália területi jellegére már a térség korábbi kutatói (CSALAGOVITS et al.

4. táblázat. A Száraz-patak és a Száraz-ér árteréről, a flotációs meddőhányó fölötti szakaszon gyűjtött talajminták elemzési eredményei

Table 4 Results from analysis on soil samples collected at the floodplain of Száraz stream and Száraz brook, in the section above the flotation waste dump

msz.	cm, -tól	cm, -ig	völgy	Pb (g/t)	Zn (g/t)	Cu (g/t)	Cd (g/t)	As (g/t)	gyűjtötte	elemző labor	módszer
I/11	0	20	Száraz-ér	22	88	28	0,4	53	ELTE	ELTE	ICP[1]
I/3	0	20	Száraz-p.	37	150	142	0,5	32	ELTE	ELTE	ICP[1]
R-4	0	20	Száraz-p.		71			30	BME	BME	NAA[2]
H-8/1	0	20	Száraz-p.	30,4	34	17,7	< 0,1		Halmóczki	ELTE	AAS[3]
H-8/2	20	40	Száraz-p.	20,3	25	8,9	< 0,1		Halmóczki	ELTE	AAS[3]
H-10/1	0	20	Száraz-ér	30,2	33	7,4	< 0,1		Halmóczki	ELTE	AAS[3]
H-10/2	20	40	Száraz-ér	27,2	33	7,0	< 0,1		Halmóczki	ELTE	AAS[3]
H-10/3	40	60	Száraz-ér	26,3	26	9,1	< 0,1		Halmóczki	ELTE	AAS[3]

1 – feltárás: bomba, HNO_3. As: ICP-hidrid.
2 – neutron-aktivációs analízis.
3 – feltárás: hideg HNO_3. Atomabszorpciós analízis.

in: NAGY et al. 1986) is felhívták a figyelmet. Az Pb koncentrációja is több, mint a hazai várható érték (25 g/t)

Domboldalak és lejtők mintái

A pannon üledékek

Ugyanilyen jellegűek a MÁFI TFSz–1 sekélyfúrásának alsó szakaszán mintázott pannóniai üledékek. Ezek lepusztulási területe a jelenlegivel gyakorlatilag azonos volt, keletkezésük azonban nemhogy a bányászat, de egészében az emberi faj kialakulását is megelőzte:

5. táblázat. A flotációs meddőhányó környezetéből gyűjtött talajminták elemzési eredményei

Table 5 Results from analysis on soil samples collected at the environment of the flotation waste dump

msz.	cm, -tól	cm, -ig	Pb (g/t)	Zn (g/t)	Cu (g/t)	Cd (g/t)	As (g/t)	gyűjtötte	elemző labor	módszer
I/12	0	20	64	320	53	1,4	50	ELTE	ELTE	ICP
H-12	0	20	63,3	186	17,2	1,24		Halmóczki	ELTE	AAS
H-5/1	0	20	39,2	75	11,9	1,0		Halmóczki	ELTE	AAS
H-5/2	20	40	27,9	38	11,1	0,5		Halmóczki	ELTE	AAS
H-6	0	20	23,3	56	13,1	0,45		Halmóczki.	ELTE	AAS
46-T2	0	20	44	79	43		24	BME	BME	RFF[1]

1 – röntgen-fluoreszcens.

6. táblázat. Toxikus elemek a Gyöngyös–Gyöngyöspata országút alatt települő pannóniai üledékekben

Table 6 Toxic elements in Pannonian sediments situated under the Gyöngyös–Gyöngyöspata road

msz.	Pb (g/t)	Zn (g/t)	Cu (g/t)	Cd (g/t)	As (g/t)	gyűjtötte	elemző labor	módszer
T/1/8	26.2	87	61	0,3	23	MÁFI	ELTE	ICP
T-1/9	55,3	110	67	0,3	16	MÁFI	ELTE	ICP

Már e szórványadatok alapján is valószínűsíthető, hogy az ártéren települő, kiugróan magas Pb-, Zn- és Cd-tartalmú lencsék-rétegek anyaga az intenzív bányaművelés beindulása után ülepedett le.

Összevont értékelés

Fenti elemzéseket közös háttérsokaságnak tekintve a háttér várható értéke viszonylag jól becsülhető a Hodges-Lehmann-féle mediánnal (*7. táblázat*).

Megállapíthatjuk, hogy a hegység egészére megadott háttérnél (*8. táblázat,* ÓDOR L. et al. 1999) az ólom és a réz így meghatározott helyi várható értéke mintegy kétszer, az arzéné csaknem hatszor nagyobb.

A gyakorisági maximumok környezetének különválasztása

Az anomáliák gyakorisági maximumhoz kötésének módszerét érckutatásra dolgozták ki a múlt század '80-as éveiben a moszkvai IMGRE intézetben, és a Zempléni-hegységben magunk is sikeresen alkalmaztuk (HORVÁTH et al. 1994; ÓDOR et al. 1999).

Mint az alapvetéseknél megfogalmaztuk, valamennyi földtani folyamat valamiféle „saját" várható érték felé mozdítja el a befolyásolt közegben mérhető elemek koncentrációit. A háttér jellegű értékek a háttér, az anomálisak pedig az

anomália várható értéke körül csoportosulnak, és így a gyakorisági görbén elkülöníthetőek. Természetesen túlzás lenne elvárnunk azt, hogy ezek a parciális eloszlások diszkréten váljanak szét: igen ritka az olyan hisztogram, aminek szakadási helyei lennének.

A gyengébb anomáliák és a háttér összemosódása alapvetően két okra vezethető vissza:

1. A mintákat a legtöbb vizsgálathoz nem rétegenként, hanem előre meghatározott mélységintervallum(ok)ból gyűjtötték, tehát azok anyagában változó mértékben keverednek az üledéksor eltérő nehézfémtartalmú tagjai;

2. Az ártéren a mezőgazdasági tevékenység során az anomális és a kevésbé szennyezett rétegeket rendszeresen összeforgatták; anyaguk keveredett.

7. táblázat. A háttér várható értékei a szennyezés fölötti és a pannóniai üledékminták alapján

Table 7 Probable values of the background based on samples from above the contamination and from Pannonian sediments

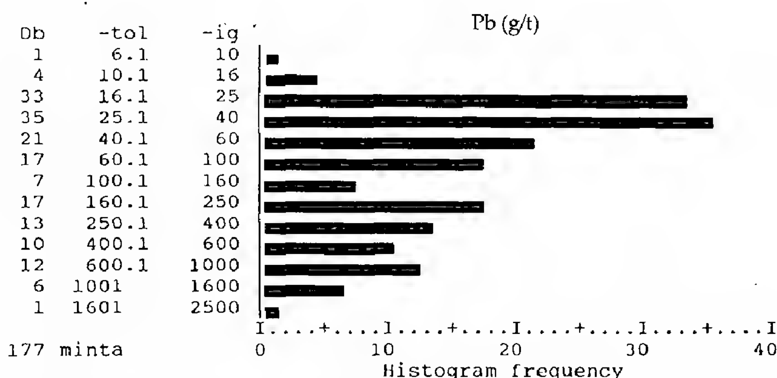
elem	mintaszám (db)	várható érték (g/t)
Pb	16	33,1
Zn	17	73
Cu	16	30
Cd	14	0,4
As	8	30

8. táblázat. Tájegységi háttérértékek (g/t) a Mátra-hegységben (N = 104)

Table 8 Regional background values (g/t) in Mátra Mountains (N = 104)

elem	háttér (várható érték)	háttér (maximum)
Pb	18,5	50
Zn	65	280
Cu	14	50
Cd	< 1	4
As	5,7	50

Ahhoz, hogy tisztázhassuk a 20. század második felében folyt, intenzív bányászkodás környezeti hatásait, háttérnek az ezektől mentes ártéri üledékeket kell tekintenünk. Ezt nem csak a természetes földtani folyamatok alakították: közrejátszik benne a korábbi bányászat és a növénytermesztés is, bár ezek hatása nem számottevő. A folyamatban részt vevő (és vizsgálható) elemek hisztogramjait a gyakorisági minimumnál két (anomálisnak, illetve háttérnek látszó) részre osztjuk (*1. ábra*), majd az így nyert információkat összegezzük: ez az úgynevezett additív index (ÓDOR et al. 1999). A kettőnél több gyakorisági maximumot mutató hisztogramokat értelemszerűen kettőnél több darabra kell tagolni.



1. ábra. Az ólom (gH) eloszlása a Toka-patak árterén

Fig. 1 Lead distribution at the floodplain of Toka creek

9. táblázat. A háttér értéktartománya és az anomáliaküszöbök a Toka-patak árterén az egyes elemek eloszlási képei alapján (ÓDOR et al. 1998)
Table 9 Range of background values and anomaly-thresholds at the floodplain of Toka-stream based on the singular element distribution (ÓDOR et al. 1998)

elem	minta (db)	min. érték (g/t)	anomáliaküszöb (g/t)	max. érték (g/t)
As	184	15	65	276
Cd	272	< 0,1	3,1	25,5
Cu	164	51	200	273
Pb	276	19,7	60	1960
Zn	167	71	500	1733

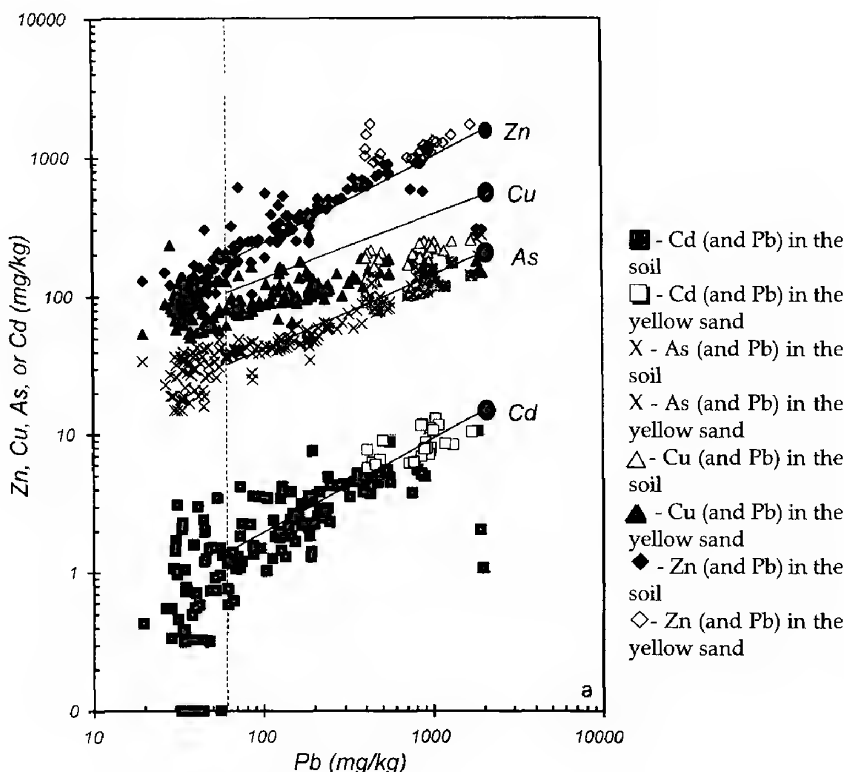
A 9. *táblázat* adatait a biztosan szennyezetlen minták alapján becsült háttérértékekkel összevetve szembetűnik, hogy a hipergén körülmények közt kevéssé mobilis Pb és As szennyezetlen minták alapján várható háttérértéke a tényleges (ártéri) háttér tartományának nagyjából közepére esik, míg a mozgékony Zn és Cu az ártér minden pontján a „külső" minták alapján várható érték fölött, de legalábbis azzal azonos koncentrációval jelenik meg. A gyenge anomáliák és a háttér összemosódásának eredményeként a mozgékony elemekre (Cu, Zn) ezzel az eljárással feltűnően magas anomáliaküszöböket kapunk: a monoelemes módszereknél ez nem ritka. Éppen ezért a valódi háttér meghatározására a multielemes eljárások többnyire célravezetőbbek.

A háttér becslése a korrelálatlanság hipotézise alapján

E megközelítés elvi alapja, hogy az areális erózió eredményeként lerakódó, háttér jellegű üledékek nehézfémtartalma az adott elem adott területen várható értéke körül, véletlenszerűen ingadozik. — ez az ún. korrelálatlan geokémiai háttér. A teljes korrelálatlanság persze csak homogén kőzettani háttéren és oldatos migráció eredményeként várható el. Az ártéri rétegsorban változó agyagtartalmú, egyértelműen kirajzolódó fizikai határfelületekkel érintkező és markánsan különböző kationabszorpciós kapacitású rétegek követik egymást, így a hipergén környezetben hasonlóan viselkedő elemek bizonyos mértékig együtt mozognak (2. *ábra*). A vizsgálatunkban szereplő és (többnyire a kiülepedés után) oldatba került színes- és nehézfémek közül az Pb, a Zn (és így a Cd), valamint a Cu jelentős részét abszorpciósan megkötik az agyagásványok: gyakorlatilag immobil. Pozitív korrelációkat eredményez az is, hogy a szennyezés forrása és lerakódása között a szállítás alapjában törmelékes: a vonszolt-görgetett, majd kiülepedő hordalék önálló ércásványokat tartalmaz. Ezek jó része viszonylag nagy fajlagos tömege folytán gravitációsan dúsul, és ún. torlatos „zsebekben", lencsékben halmozódik fel. Más része – mivel a víz nem tiszta – felhabzik („flotálódik"), és áradáskor az elöntött rész peremén ülepszik ki. E folyamatok hatása már pár tucat mintából egyértelműen kimutatható.

A teljes korrelálatlanságot tehát a Toka-patak árterén sem várhatjuk el. A háttér és az anomália határát kb. azon koncentrációknál vonhatjuk meg, amelyeknél a korrelációs együtthatók többsége már nem szignifikáns és nem mindegyik pozitív.

A különválasztást iteratív eljárással oldottuk meg. Ennek során a teljes mintasokaságot – küszöbértékek mentén – úgy vágtuk szét (10. *táblázat*) két adathalmazra, hogy az ezekben számított korrelációs együtthatók különbsége lehetőleg



2. ábra. Az ólom, illetve a cink, réz, arzén és kadmium koncentrációi a Toka-patak alsó folyása mentén. A szaggatott, függőleges vonal (Pb = 60 g/t) az ólom anomáliaküszöbe. A ferde vonalak az e szerint értelmezett háttér várható értékeit kötik össze elemenként a flotációs meddő 16 elemzés alapján számolt, közepes fémtartalmaival.

Fig. 2 Pb content versus Zn, Cu, As and Cd concentrations in samples collected along the lower course of Toka stream. The vertical dashed line represents the local anomaly threshold for Pb of 60 mg/kg. The solid mixing lines for each element connect the average concentration for samples with < 60 mg/kg Pb with the large solid symbol that is the average flotation waste composition as determined from 16 analyses

minél nagyobb legyen. A „háttér" adathalmazban várható értéknek a mediánt fogadtuk el.

Feltűnően magas a kadmium és az arzén így nyert anomáliaküszöbe: több, mint a C1 beavatkozási határérték (2, illetve 20 g/t). Azok a minták, amelyekben valamennyi, vizsgált fém koncentrációja a küszöb alatt marad, nagy valószínűséggel természetes lepusztulási termékek. Azok, amelyekben mindegyik koncentráció a küszöb

10. táblázat. Gyakrabban vizsgált színesfémek és az arzén háttérkoncentrációi a korrelálatlan háttér hipotézise alapján

Table 10 Background concentrations of more often analysed non-ferrous metals and arsenic based on the uncorrelated background hypothesis

elem	várható érték	háttér koncentráció-tartomány felső határa
As	35	80
Cd	< 1	2,5
Cu	42	75
Pb	35	75
Zn	80	210

fölötti, erősen szennyezettek. A szeny-nyezettség mértéke a háttér és a szennyező anyag (flotációs meddő) összetételének (várható értékeinek) ismeretében, azok lineáris kombinációjával becsülhető. Ez az ún. flotációs index, amit R. WANTY-val fejlesztettünk ki (ÓDOR et al. 1998).

Összevont becslés

A három, fentebb ismertetett eljárás eredményeként kaptunk 2-2 becslést a háttér várható értékére és az anomáliaküszöbre (a háttér felső határára). A várható értékek becslései (*7.*, ill. *10. táblázat*) csaknem azonosak, ami egyértelműen igazolja mindkét eljárás megalapozottságát. Komolyabb eltérés csak a réznél (30 ,ill. 42 g/t) észlelhető, de ez is kevesebb, mint 30 rel%. Figyelembe véve, hogy az első becslést igencsak kevés (és különböző megfontolások alapján válogatott) elemzésből kaptuk, a valóság föltételezhetően a korrelálatlan háttér 42 g/t-s értékéhez állhat közelebb. Általános tanulságként megállapíthatjuk, hogy a különféle színes- és ritkafémek helyi háttérértékei — a vízgyűjtő területen kifejlődött ércesedésnek köszönhetően — jóval magasabbak nemcsak az országosan várhatóaknál, de a Mátra hegységben egyebütt szokásosaknál is. Ezzel együtt csak az arzén és valamelyest a kadmium háttér tartománya terjed a C_1 beavatkozási küszöb fölé.

A hipergén körülmények között mozgékony Cu, Zn és Cd eloszlási képe alapján becsült anomáliaküszöbök jóval nagyobbak a korrelálatlan háttérből meghatározott értékeknél. A felszíni viszonyok közt sokkal kevésbé mobil Pb és As kétféle küszöbértéke viszont igencsak közeli – méghozzá úgy, hogy a monoelemes becsléssel kapott értékek a kisebbek. Meglehetősen egyértelműnek látszik, hogy a különbség oka a lerakódás utáni elemmigráció az ártéri üledékben. Az elöntések, csapadék stb. hatására kialakuló pórusvízben apránként feloldódnak a kiülepedett ércásványok: az ionok egy része az agyagásványokon abszorbeálódik, más része — az üledék kiszáradása folytán — szulfát- és karbonátásványok formájában újra kiválik (ÓDOR et al. 1998). Az egyelemes eloszlási képeken ez „kiszélesíti" a hátteret: az mintegy összeolvad az így kialakuló, másodlagos anomáliákkal. Mint ezt a ^{137}Cs-izotópos kiegészítő vizsgálatok (RENNER 1995) kimutatták, az ártéri zátonyokban lerakódott szennyezés folyamatosan terjed lefelé. Az átalakuló anyagban a mozgékony, érces alkotók együtt jelennek meg, ezért a multielemes megközelítés leválogatja őket a háttérről — tehát az anomáliaküszöbök közül is a korrelálatlan háttérből kapottakat célszerű elfogadni: az adott körülmények között ez a háttér leválogatásának leghatékonyabb módja.

Irodalom – References

BEKŐ J. szerk. 1992: Gyöngyösoroszi és környéke nehézfém-szennyezettségének vizsgálata. – Szakdolgozat. Kézirat, BME Mezőgazdasági és Kémiai Technológiai Tanszék.

HALMÓCZKI Sz. 1993: Környezetgeokémiai vizsgálatok Gyöngyösoroszi térségében. – Szakdolgozat. ELTE TTK Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszék. Kézirat, p. 78.

HARTIKAINEN, A., ÓDOR, L., Ó. KOVÁCS, L. & FÜGEDI., U. 1993: Regional Geochemical Survey of the Tokaj Mountains, Northeast Hungary. – Geologian Tutkimuskeskus, Espoo. 32 p.

HORVÁTH I., ÓDOR L. & FUGEDI U. 1993: Aranyindikációk a Tokaji-hegységi geokémiai érckutatásban. – *Földtani Közlöny* **123**, 363–378.

MARTH P., SZABADOS I., KISKÉRI R., IKLÁDY G. & PETRÓ E. 1994: jelentés „A Toka-patak nehézfémekkel szennyezett árterületének mentesítését megalapozó vizsgálatok" című kutatási szerződés – környezeti állapot felmérés – talaj- és növényvizsgálatok – részfeladatról. – Budapest Fővárosi Növényegészségügyi és Talajvédelmi Állomás, Környezetvédelmi Osztály. Kézirat, 37 p.

NAGY G., CSALAGOVITS I., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., FÜGEDI P. U., KALAFUT M. & VETŐNÉ ÁKOS É. 1986: Ércföldtani előkutatás a Középső és Nyugatmátra területén, 1980-85. – MÁFI, Budapest. Kézirat, 341 p.

ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1998: Mobilization and attenuation of metals downstream from a base-metal mining site in the Mátra Mountains, northeastern Hungary. – *Journal of Geochemical Exploration* **65**, 47–60.

ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1999: Environmental signatures of mineral deposits and areas of regional hydrothermal alteration in Northeastern Hungary. – *Geologica Hungarica series Geologica* **24**, 107–129.

RENNER J. 1995: A Toka-patak (Gyöngyösoroszi-Gyöngyös) árterén talajviszonyok radioaktivitásának vizsgálata segítségével a mesterséges radioaktivitást mutató szintek jellegének és eredetének meghatározása. – Kézirat, ELGI, Budapest.

VARGA Gy. (szerk.) 1975: A Mátra hegység földtana. – *MÁFI Évkönyve* **52/1**, Budapest, 575 p.

ZÁRAY G., VICSEVNÉ MIKÓ M. & LIPKOVICS J. 1991a: Összefoglaló jelentés a Toka-patak környezetében végzett növény. és talajkémiai vizsgálatokról. – ÁNTSZ, Eger. Kézirat, 6 p.

ZÁRAY Gy., VARGA I., HORVÁTH ZS., LÁSZTITY A. & KÁNTOR T. 1991b: Érces meddőhányók hatásterületének környezetvédelmi vizsgálata. I. Toka-patak völgye. – ELTE TTK Szervetlen és Analitikai Kémiai Tanszék. Kézirat, 10 p.

10/2000. (VI. 2) KÖM-EÜM-FVM-KHVM együttes rendelet A felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről.

16/2001. (VII. 18.) KÖM rend. A hulladékok jegyzékéről.

Kézirat beérkezett: 2003. 09. 01.

Földtani Közlöny 134/2, 303–304. (2004) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: Kázmér Miklós

TÁJÉKOZTATÓ

Geológusok sírjai a Nemzeti Sírkertben

A Magyar Köztársaság Kormánya által a 146/1999. (X. 1.) számú rendelet 3. paragrafusa a) pontjában adott felhatalmazás alapján a Nemzeti Kegyeleti Bizottságnak kell döntenie a temető, hősi temető, hősi temetési hely, temetkezési emlékhely, temetési hely Nemzeti Sírkert részeként történő nyilvántartásba vételéről. E felhatalmazás, valamint a „Mód-szertan a Nemzeti Sírkertté nyilvánításról" (Magyar Közlöny 2001. 93. sz. 6651–6652. old.) alapján a Nemzeti Kegyeleti Bizottság a 2002. július 30-án megtartott ülésén a Magyarhoni Földtani Társulat és a Magyar Állami Földtani Intézet fölterjesztésére a budapesti Farkasréti temető feldolgozásának első ütemében „A" fokozatban HORUSITZKY Ferenc, KERTAI György, SCHMIDT Eligius Róbert, TELEGDI-ROTH Károly, VENDL Aladár, VITÁLIS Sándor, KADIĆ Ottokár, SEMSEY Andor és TASNÁDI KUBACSKA András, „B" kategóriában pedig KOCH Antal, KORMOS Tivadar, SCHERF Emil és SZONTÁGH Tamás sírját a Nemzeti Sírkertbe sorolta (Magyar Közlöny 2002. 144. sz. 8022–8028. old.).

Az „A" és „B" fokozat jelentése: „A) Végleges odatartozás országos szempontok alapján (felülbírálás 50 évenként — elsősorban 30 évnél régebben eltemetett halottak esetében). A NKB egyhangú döntése kell hozzá. B) 30 éves odasorolás. Az első felvétel a Nemzeti Sírkertbe mindenképp csak 30 évre (az első lejárati időre – 30 éven belül eltemetett halottak és új halottak esetében) szóljon, utána következzék automatikus felülvizsgálat. A NKB többségi döntése kell hozzá." (Magyar Közlöny 2001. 93. sz. 6651. old.).

HÁLA József

ÉVFORDULÓK

2004. március 6-án, születésének évfordulóján avatták föl Hajdúszoboszlón azt az emlékkövet, mely város belsejében, a 4-es út mellett, a PÁVAI VAJNA Ferenc (1886-1964) által kitűzött helyen a térség nagy kincsének fölfedezésére és magára e kincs föltárójára emlékezteti az arrajárót.

Az Önkormányzat, a Gyógyfürdő, a nevét viselő általános iskola (igazgatója, SZIKSZAI Miklós volt a lelke ennek az ünnepségsorozatnak) mellett a Magyar Hidrológiai Társaság, a Magyarhoni Földtani Társulat, a Debreceni Egyetem és a Magyar Állami Földtani Intézet is elhozta ide koszorúját, ünnepi szavait: leróni az illő tiszteletet az előtt a ma már joggal legendás életűnek emlegetett hajdani tudós előtt, akinek az ismeretei és valljuk meg: szinte különcsége, olykor makacssága, és széles ismeretanyaga, meglepő gondolatai, zseniális meglátásai nélkül ma nem lenne annyi jó hírű, gyógyhatásúnak ismert hévizes fürdő az Alföldön.

PAPP Péter

RENDEZVÉNYEK

KRIVÁN Pál volt főtitkárunk tiszteletére a Tudománytörténeti Szakosztály 2003. decemberében egy különleges kiállítást szervezett a Magyar Állami Földtani Intézetben, SZÓNOKY Miklós szegedi kollégánk gyűjteményének bemutatásával. A kiállított anyag kisebb része még — első terepi mesterére emlékezve — a KRIVÁN-hagyatékból származó löszbabák voltak, melyeket a család kölcsönzött erre a pár hónapos téli tárlatra. A többi — a „nevesített" természetalkotta szobroknak három nagy vitrint megtöltő egyedülálló sorozata — mind SZÓNOKY Miklós több évtizedes terepi munkájának volt afféle gyűjtési „mellékterméke" a dél-alföldi és dunántúli fiatal üledékes területeken, ezekkel a szivárgó oldatok nyomán képződött, és a szemlélő fantáziáját valóban megindító, különleges formákkal. A tárlat sikere nyomán a tavaszi hónapokban (a legújabb hírek szerint) további helyi kiállításokra kerül majd sor.

SZEMÉLYI HÍREK

TÖVISSI József kolozsvári földrajzprofesszort 2004. március 6-án az Erdélyi Múzeum Egyesület tiszteleti taggá választotta. Munkássága szorosan kötődik a geológiához: kandidátusi értekezését az Olt kavicsteraszairól készítette.

***

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kara gyűjteményeit egye-

sítve Természetrajzi Múzeumot alapított (http://nhm.geology.elte.hu). A születőben lévő intézmény debütálása a Láva — fotó- és kőzetkiállítás, mely 2004. április 22-én nyílt meg a Kar lágymányosi, déli épülettömbjében (Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c), az Ásványtárban. Tervezői és a kiállított anyag gyűjtői HARANGI Szabolcs egyetemi docens, a Kőzettani és Geokémiai tanszék vezetője, valamint LUKÁCS Réka PhD hallgató. Az időszaki kiállítás — valamint a múzeum többi bemutató helye — június 22-ig látogatható, minden hétfőn, szerdán és pénteken 10—16 óráig.

MEGJELENT KÖNYVEK

A recenziós példányokatt a következő címre küldjék: KÁZMÉR Miklós, ELTE Őslénytani Tanszék, 1518 Budapest, Pf. 120. Kérjük, adják meg a könyv árát és azt, hogy hol vásárolható/rendelhető meg.

BODOKY Tamás (főszerkesztő) 2004: 50 éves a Magyar Geofizikusok Egyesülete, 1954—2004. — Magyar Geofizikusok Egyesülete, Budapest, 327 oldal, számos ábra, táblázat és fénykép. ISBN 963 8161 21 3. Ármegjelölés nélkül.

DULAI Alfréd 2002: A Dunántúli-középhegység hettangi és kora-szinemuri (kora-jura) Brachiopoda faunája I. Diverzitás, rétegtani elterjedés, paleoökológia, paleobiogeográfia, faunafejlődés. — A Bakony Természettudományi Kutatásának eredményei 26, 112 oldal, 47 ábra, 2 táblázat. ISBN 963 204 945 4. ISSN 0408 2427. Megrendelhető: Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1. Ára: 1300 Ft.

DULAI Alfréd 2003: A Dunántúli-középhegység hettangi és kora-szinemuri (kora-jura) Brachio-poda faunája II. Rendszertani leírások. — A Bakony Természettudományi Kutatásának eredményei 27, 144 oldal, 24 ábra, 20 fényképtábla. ISBN 963 212 728 5. ISSN 0408 2427. Meg-rendelhető: Bakonyi Természettudományi Mú-zeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1. Ára: 1300 Ft.

PODANI János 2003: A szárazföldi növények evolúciója és rendszertana. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 296 oldal. ISBN 963 463 632 2 Ára 3200 Ft. Megrendelhető: ELTE Eötvös Kiadó, 1056 Budapest, Szerb u. 21–23.

SEBE Krisztina, KOVÁCS János, TÓTH Gábor & CSISZÁR Csaba 2004: Angol-magyar geomorfológiai szótár. Megrendelhető: Tóth Gábor, BDF Természetföldrajzi Tanszék. E-mail: tothg@fs2.

KÖNYVISMERTETÉS

HÁLA József (2003): Hogyan gyűjtötték elődeink? Mentor Kiadó, Marosvásárhely (Tîrgu Mureş), 321 oldal.

A néprajztudományra s annak módszereire, történetére utal elsősorban ez a részletes jegyzetapparátussal-bibliográfiával ellátott — és szinte számlálhatatlan sokaságú képpel is gazdagított — igényesen összeállított tanulmánygyűjtemény. Olyan tudós elődöket gyűjtött egybe most a MÁFI Tudománytörténeti Archívumának kezelőjeként-kutatójaként már évtizedek óta jólismert szerző, akiknek neve Erdélyben is ismerős lehet — vagy épp ismerősnek kellene lennie.

Ebben kiadványban ugyanis a 19. századi hazai ethnographia olyan alakjai mellett, mint ORBÁN Balázs vagy GYARMATHY Zsigáné olyan más „terepjáró életmódú" tudósok is benne vannak, mint TÉGLÁSI ERCSEI József, HERRMANN Antal, JANKÓ János, PÁVAI-VAJNA Ferenc és NOPCSA Ferenc. Tudósai voltak mind, valamikor azokban az időkben a földrajznak s a néprajznak, a későbbiekben pedig már a geológiának.

A gazdagon dokumentált kötetről szólva tehát kollégáinknak alapvető tájékoztatására talán a legjobb, ha PALÁDI-KOVÁCS Attila akadémikusnak, a néprajz egyetemi tanárának értékelő szavait ajánlom az Olvasó figyelmébe. Háromoldalnyi előszavából is látható, ezek a — valamilyen változatban korábban már általában nyomdafestéket látott — tanulmányok valóban sok alig ismert — vagy épp rosszul tudott —adatot tárnak fel. A könyv figyelmes használata sokkal közelebb viheti tehát a mai kutatókat a korábbi kutatási körülmények megismeréséhez, ezáltal a korábbi páratlan tudományos teljesítmények megértéséhez is.

Érdemes egyébként könyvjelzővel olvasgatni a gazdag jegyzetapparátussal megjelent kötetet, mert a tizenegy fejezethez — s közülük háromhoz még (Melléklet címmel) eredeti szövegközlés is kapcsolódik — tartozó tudnivalók csak a könyv végén lévő Függelékben (a Szerző első közlési adatainak felsorolása után elhelyezett majd száz oldalon) találhatók meg, ott viszont valóban bőségesen, előbb minden esetben a számozott jegyzeteket, utána pedig a fejezethez tartozó irodalomlistát adva.

Példányszám-adatokkal nem rendelkezve csak remélnünk lehet, hogy kötet valóban hasznossá válik: eljut határon túl és innen azokra a területekre, ahol legalább könyvtárakban a kutatók kézbe is vehetik.

PAPP Péter

Földtani Közlöny 134/2, 305–319, (2004) Budapest

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi ülésszakán a szakosztályokban és a területi szervezetekben elhangzott előadások

Központi rendezvények

Március 19. ***a Magyarhoni Földtani Társulat 150. rendes tisztújító közgyűlése***

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY: Elnöki megnyitó
DUDICH ENDRE: SZABÓ József Emlékérem Ajánló Bizottság jelentésének felolvasása
Díjazott: PAPP Gábor: A Kárpát övezetben felfedezett ásványok, kőzetek és fosszilis gyanták története
KECSKEMÉTI Tibor: HANTKEN Miksa Emlékérem Ajánló Bizottság jelentésének felolvasása
Díjazott: Dulai Alfréd: A Dunántúli-középhegység hettangi és koraszinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája 2002
HÁMOR Géza: KOCH Antal Emlékérem Ajánló Bizottság jelentésének felolvasása
Díjazott: BUDAI Tamás, CSILLAG Gábor (szerkesztők és szerzők): A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez 1:50 000
PAPP Gábor: VENDL Mária Emlékérem Ajánló Bizottság jelentésének felolvasása
Díjazott: SZAKÁLL Sándor: Minerals of the Carpathians
SOMFAI Attila: Pro Geologia Applicata Emlékérem Ajánló Bizottság jelentésének felolvasása
Díjazottak: BÉRCZI István, GAJDOS István, GRESCHIK Gyula, MADAI László, POGÁCSÁS György, VINCZE János
FALUS György: SEMSEY Andor Ifjúsági Emlékérem Ajánló Bizottság jelentésének felolva sása
Díjazottak: KOCSIS László: Middle Eocene Hyrachyus cf. stehlini (Mammalia, Perissodactyla) from the Gerecse Hills, Hungary
FORIÁN-SZABÓ Márton: Tectonic structure of the Kisfennsík area (Bükk Mountains, NE-Hungary)
ÁRKAI Péter: KRIVÁN Pál Alapítványi Emlékérem Ajánló Bizottság jelentésének felolvasása
Díjazott: VARGA Andrea Beáta: A dél-dunántúli felső-karbon homokkövek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei
VITÁLIS György: Tiszteleti Tagok névsorára tett javaslatok felolvasása
Belföldi tiszteleti tag ajánlás:
DOBOS Irma, ÁRKAI Péter, SOMFAI Attila, VÖRÖS Attila
Külföldi tiszteleti tag ajánlás:
Harald LOBITZER (Ausztria) és TÓTH József (Kanada)
BREZSNYÁNSZKY Károly: elismerő oklevél átadása WANEK Ferenc úrnak az Erdélyi Magyar Műszaki-Tudományos Egyesület Bányász–kohász–földtani Szakosztályának elnökének a két szervezet jó együttműködése érdekében kifejtett áldozatkész munkája elismeréseként
BREZSNYÁNSZKY Károly: Társulati emlékgyűrűk átadása:
Díjazottak: PIROS Olga, HÁLA József, MÁTYÁS Ernő, MÜLLER Pál
BREZSNYÁNSZKY Károly: 50, 65. éves társulati tagságot elismerő díszoklevelek átadása
50 éves tagság: BIHARI Dániel, DUDICH Endre, GYARMATI Pál, HARNOS János, KECSKEMÉTI Tiborné, KUBOVICS Imre, RADÓCZ Gyula, TÓTH Zsiga József
65 éves tagság: VENKOVICS István
CSÁSZÁR Géza: Közhasznúsági jelentés és Főtitkári jelentés
SOMFAI Attila: Gazdasági Bizottság jelentése
ERDÉLYI Gáborné: Ellenőrző Bizottság jelentése
BREZSNYÁNSZKY Károly: a hivatalban levő Elnökség lemondása
BREZSNYÁNSZKY Károly: a hivatalba lépő tisztségviselők köszöntése
MAGYAR Imre: A Magyar Földtanért Alapítvány éves jelentése
SZABÓ Csaba: MFT Ifjúsági Alapítványa éves jelentése
Résztvevők száma: 103 fő

Március 21–22. ***Ifjú Szakemberek Ankétja, geológus–geofizikus***

Március 21.
GHERDÁN K., STEFÁN G.: Újkőkori kerámiák Vörsről (elméleti)

SZŰCSI P.: Laza üledékes rétegsorok komplex mérnökgeofizikai vizsgálata (gyakorlati)
PÁSZTI A.: A pulai alginit halfosszíliáinak őslénytani és paleoökológiai vizsgálata (elméleti)
DARAGÓ A.: Iteratív GRM (elméleti)
SIKLÓSY Z.: Dél-vértesi karbonátos forráskúp petrográfiai és geokémiai vizsgálata (elméleti)
CZICZER I.: Új pannóniai kagylófajok Tatáról: a cserépgyári feltárás őslénytani és üledéktani elemzése (gyakorlati)
JÓNÁS G.: 2D spektrális szűrőtervező és képfeldolgozó rendszer fejlesztése (elméleti)
PETŐ M.: Szilikátolvadék-zárványok vizsgálata a pécskői trachibazaltban (elméleti)
SILYE L.: Limacinák (Gastropoda, Eutchecosomata) a Középfalva (Románia) környéki badeni rétegekből (gyakorlati)
HORVÁTH A.: Balatoni üledékek vizsgálata ultranagy felbontású víziszeizmikus mérések alapján (gyakorlati)
NÉDLI Zs.: A Villányi-hegység bazalttelérjeinek magmás fejlődéstörténete (elméleti)
HEILIG B.: Az upstream hullámok és a napszél (elméleti)
TÓTH E.: Mikrofauna-vizsgálatok a Ludovika tér és a Nagyvárad tér szarmata rétegeiből (elméleti)
LEMPERGER I.: Párhuzamosan rögzített víziszeizmikus és radar szelvények szoftveres előkészítése és kiértékelése (gyakorlati)
PEKKER P.: Az Eplényi Mészkő Formáció úrkúti kifejlődésének mikromineralógiai és agyagásványtani vizsgálata (elméleti)
RÁDI K.: Multielektródás geoelektromos mérések a Tisza övzátonyain (gyakorlati)
PETRÓ I., SIMON Sz.: Sérülékenység becslés minőségi ellenőrzése a páliháláspusztai vízbázis vízgyűjtő területére (gyakorlati)
SZŰCS Z.: A gerecsei Bersek-hegy kora-kréta üledékeinek mikrofauna vizsgálata (elméleti)
PRODÁN T.: Villámok, whistlerek és a magnetoszféra (elméleti)
CZUPPON Gy.: Ko-magmás endogén zárványok a kanázsvári (Recsk, É-Mátra) andezitben (elméleti)
BENDŐ Zs.: A visegrádi Várhegy és környékének vulkanológiai vizsgálata (elméleti)
BÁLDI K.: Mi határozza meg a bentosz foraminiferák eloszlását az üledékben? – egy kísérlet vízmélység és oxigén tartalom becslésre a badeniben és ennek alátámasztása stabil izotópos ($\delta O^{18}\delta C^{13}$) adatokkal (elméleti)
SZABÓ I.: Felszínközeli szerkezetek vizsgálata globális inverziós módszerrel (elméleti)
SZŰCS É.: 2D töréshálózat fraktálanalízise (elméleti)

Március 22.
BABINSZKI E.: Nyomfosszíliák a Pannon-tóban: a Skolithos ichnofácies tavi megjelenése (elméleti)
LIPOVICS T., CSONTOS A., LENKEY L.: Mágneses mérések a Tihanyi-félszigeten (gyakorlati)
KOVÁCS A.: A Tarkő-takaró olisztolitjainak vizsgálata a Berecki-havasokban (Keleti-Kárpátok) (gyakorlati)
MIHÁLFFY P.: Az Izland plume realisztikus modellje (elméleti)
GMÉLING K., HARANGI Sz., KASZTOVSZKY Zs.: A bór koncentráció változása a Belső-Kárpáti mészalkáli vulkáni ívben (elméleti)
NÉMETH N.: Tektonofácies-különbségek a Bükk hegység keleti részén (elméleti)
KONDÁS J. D.: Víziszeizmikus és elektromos mérések inverziója (gyakorlati)
ZACHAR J.: Különböző metamorf fejlődéstörténetű xenolitok a Déva ortogneiszben (Tiszai Egység) (elméleti)
SÉLLEI Cs.: A Magyar Paleogén Medence szeizmikus értelmezési módszerei (gyakorlati)
BÓR J.: Az MTA GGKI Széchenyi István Geofizikai Obszervatóriumban regisztrált Schumann rezonancia tranziensek vizsgálata és kapcsolata a felső légkör elektro-optikai emisszióival (elméleti)
SCHUBERT F.: Paleofluidum-migráció nyomai a Szeghalom-dómon (elméleti)
WÓRUM G., CLOETHING, S., PAGNIER, H.: Szininverziós üledékképződés és pireneusi lepusztulás a West Netherlands Basin területén (gyakorlati)
GÁSPÁR E., ZAJACZ Z., KOVÁCS I., BENKÓ Zs., POCSAI T.: Az észak-nyugati Gerecse jellegzetes szerkezeti vonásai (elméleti)
HATALYÁK P.: A Duna–Tisza köze középső részének mezozoos–kainozoos süllyedés- és éréstörténetének kétdimenziós modellezése (gyakorlati)
SZILÁGYI V., SZINGER B., HORVÁTH Z.: A gyöngyösvisontai lignitbánya másodlagos, kristályos karbonát-konkrécióinak ásványtani és genetikai vizsgálata (elméleti)
KELE S.: Izotópgeokémiai vizsgálatok alkalmazása az ÉK-dunántúli édesvízi mészkövek eredetének meghatározásában (gyakorlati)
BARCZA M. K.: Környezetvédelmi célú geoelektromos modellvizsgálatok eredményei (elméleti)
HIDAS K.: A Pannon-medence többfázisú extenziójának kőzettani és szöveti nyomai a felsőköpenyben (elméleti)
BÍRÓ I.: A Vértessomlói-törésvonal vizsgálata a vértesi Mária-szurdok környékén (elméleti)

Poszterek

BABINSZKI E.: Az egri korú andornaktályai homok szedimentológiája és nyomfosszíliái

BABINSZKI E.: A mágneses paraméterek változása a környezeti tényezők függvényében, a Pannontó üledékeiben

BARTHA Z.: Mélyfúrás-geofizikai módszerek alkalmazása kútvizsgálatokban

CSABAFI R., KOVÁCS A. CS., TÖRÖK I., TÖRÖKNÉ SINKA M.: A CELEBRATION2000 nemzetközi litoszféra kutató program hazai eredményei

DÉGI J.: Szigliget, az új lamprofír előfordulás?

MINDLER G.: A klasszikus és az általánosított Dix-formula használatának összehasonlítása

SZABÓ Zs.: Cirkontanulmány a Bükkalja miocén, Si-dús piroklasztitjain

SZÁSZ L.: Persány-hegységi websteritek kőzettani és ásványtani vizsgálata

VINKLER A. P.: Csomád eredetű horzsakövek Kézdivásárhely környékén

ZAJACZ Z.: A nógrád–gömöri alkáli bazaltok kumulátum xenoitjaiban található szilikát-olvadék-zárványok petrogenetikai jelentősége

Szeptember 11–13. ***Bátaapáti; 2003. évi Vándorgyűlés „A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete"***

Szeptember 11.

BREZSNYÁNSZKY K.: Elnöki megnyitó

ORMAI P., NAGY Z.: A radioaktív hulladékok geológiai elhelyezésének aktuális kérdései

BÉRCZI K.: Hazai hulladéktárolók (Üveghuta, Püspükszilágy, Boda)

BALLA Z.: A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére kutatott Bátaapáti (Üveghutai) telephely földtani felépítése

KIRÁLY E., KOROKNAI B., GULÁCSI Z.: A Mórágyi Gránit magmás és metamorf fejlődéstörténete

MAROS GY., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K., SZABADOSNÉ SALLAY E.: A Mórágyi Gránit szerkezetalakulása

BUDA GY.: Lamprofír jellegű kőzetek a Mecsek hegységi granitoidokban

BUDA GY., URS K.,: A Mecsek hegységi granitoid kora

SZABÓ CS, GÁLNÉ SOLYMOS K., FALUS GY.: Karbonát anyagú repedéskitöltések fluidum zárvány, pásztázó elektronmikroszkópos és elektronmikroszondás vizsgálata Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoidjában

PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., FANCSIK T.: Az üveghutai szeizmikus mérések legújabb eredményei

SÖRÉS L., GULYÁS Á., MADARASI A., VÉRTESY L.: Az üveghutai geoelektromos mérések eredményei

ZILAHI-SEBESS L., SZONGOTH G.: A mélyfúrás-geofizikai mérések szerepe az integrált értelmezésben az üveghutai kutatásban

ZILAHI-SEBESS L., FANCSIK T.: Hidrogeológiai tulajdonságok előrejelzése geofizikai mérések alapján

HORVÁTH I., TÓTH GY., SZŰCS T., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., MOLNÁR P.: Az üveghutai telephely vízföldtani kutatása

TÓTH GY., MURÁTI J., MEZŐ GY., BENEDEK K., ÁCS V., TAKÁCS T.,: Az üveghutai telephely vízföldtani képe

SZŰCS I., GACSÁLY M., MENYHELYI L., HÁMOS G., KOVÁCS L.: Fúrólyukban végzett geotechnikai és tomográfiai mérések az üveghutai területen

HÁMOS G., KONRÁD GY., MAJOROS GY.: A Bodai Aleurolit Formáció földtani-rétegtani helyzete és szedimentológiája

NAGY N., KÓNYA J.: Üveghutai minták szorpciós tulajdonságai: az ásványos összetétel hatása a megkötődésre és a migrációra

Poszter

SZEBÉNYI G., BOGÁTH I., WIND A., BALLA Z., GYALOG L.: A bátaapáti A1 és A2 kutatóárok digitális dokumentációja

GYALOG L., BALLA Z., HAVAS G., TURCZI G., ALBERT G.: A földtani dokumentálás új módszerei az üveghutai kutatásban

ALBERT G.: Háromdimenziós földtani modell szerkesztése egy kis és közepes aktivitású nukleáris hulladékok elhelyezését célzó tároló tervezett telephelyének környezetében

KOLOSZÁR L., MARSI I.: A negyedidőszaki képződmények rétegtani korrelációja a Mórágyi-rög térségében

HUNYADFALVI Z: Üledékföldtani heterogenitás vizsgálat röntgen computer tomográf alkalmazásával

LENDVAY P.: Mélyfúrás-geofizikai adatbázis fejlesztése az ELGI-ben

ZILAHI-SEBESS L, SZONGOTH G.: Mélyfúrás-geofizikai módszerek alkalmazása gránitban elhelyezendő radioaktív hulladék tároló kutatásában (angol nyelvű poszter)

Szeptember 12. Kirándulás: Bátaapáti–Mórágy

Kirándulásvezető: BALLA Z., GYALOG L.

Szeptember 13. Kirándulás: Keleti-Mecsek–Boda

Agyagásványtani Szakosztály

Április 7. ***Vezetőségválasztó előadóülés***

Vezetőségválasztás.

R. VARGA A., RAUCSIK B.: A dél-dunántúli eocén képződmények ásványtani és kőzettani vizsgálatának új eredményei

JUDIK K., NÉMETH T., TIBLJAŠ D., HORVÁTH P., ÁRKAI P.: Szabályosan közberétegzett klorit/szmektit (corrensit) a Medvednica-hegységből (Horvátország)
Résztvevők száma: 16

Május 9. ***„Új bentonittelepek a Bükk előterében" című terepbejárással egybekötött előadóülés az Észak-magyarországi Területi Szervezettel közösen***

KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., DEÁK J.: A „Bentonit Projekt" földtani, teleptani kutatási eredményei
KOVÁCS-PÁLFFY P.: A sajóbábonyi bentonittelepek jellemzése a röntgendiffrakciós vizsgálatok tükrében
SZÖŐR GY.: DTA kontroll a bábonyi bentonitok montmorillonit tartalmának definiálásához
NAGY N., KÓNYA J.: A sajóbábonyi bentonit típusminták jellemzése felületi reakciók alapján
NÉMETH G., PÜSPÖKI Z., GYULA G.: Adatbázisépítés és szoftver háttér a bentonit kutatásokhoz
VINCZE L., MCINTOSH R., NOVÁK T.: A bentonitagyagok szerepe a potenciális bányászati körzet környezet- és természetvédelmi hatásvizsgálatánál
Résztvevők száma: 26

Október 6. ***MTESZ Székház. Előadóülés***

RAUCSIK B., R. VARGA A., SZAKMÁNY GY.: A Siklósbodony–1 mélyfúrás feltételezett karbon-perm határképződményeinek röntgen pordiffrakciós vizsgálati eredményei
VICZIÁN I.: Az agyagásvány-kutatás eredményei, a modenai EUROCLAY alapján
Résztvevők száma: 6

December 8. ***Előadóülés az Ásványtan-Geokémia Szakosztállyal közösen***

NÉMETH T., HORVÁTH Z., BERÉNYI ÜVEGES J.: A visontai pannon–kvarter rétegsor fejlődése az agyagásványtani vizsgálatok tükrében
FEKETE J., WEISZBURG T., TÓTH E.: Glaukonitok vizsgálhatósága: a mintaszeparálás minimális követelményei észak-magyarországi példákon
Résztvevők száma: 19

2003–2006. Új tisztségviselők: VICZIÁN István (elnök), NÉMETH Tibor (titkár), FÖLDVÁRI Mária, RAUCSIK Béla, SZENDREI Géza (vezetőségi tag)

Általános Földtani Szakosztály

Január 22. ***Előadóülés***

HORVÁTH Z.: Beszámoló a genti iskolában szerzett fontosabb tapasztalatokból
HORVÁTH Z., MINDSZENTY A., valamint az Aquicumi Múzeum régészei: Geo-archaeopedológiai tapasztalatok Budapest környéki régészeti ásatásokon (Óbuda, Albertfalva, Soroksár)
Résztvevők száma: 24 fő

Január 29. ***Találkozó***

Baráti beszélgetés a Szakosztály történetéről
Résztvevők száma: 6 fő

Február 19. ***Előadóülés***

KÓKAY J.: A várpalotai miocén kutatásának újabb rétegtani, tektonikai és őslénytani eredményei
Résztvevők száma: 3 fő

2003. március 12. ***Előadóülés***

FÓRIÁN-SZABÓ M., CSONTOS L.: Földtani térképezés és szerkezeti megfigyelések a Bükk hegység északi részén
NÉMETH N., PETHŐ G.: A Köpüs-forrás környékének szerkezeti modellje VLF-mérések alapján
NÉMETH N., MÁDAI F.: A korai fázisú deformáció kelet-bükki mészkövekben észlelhető bélyegei
Résztvevők száma: 10 fő

Április 2. ***Előadással egybekötött vezetőségválasztó ülés***

Az Általános Földtani Szakosztály tisztújítása (sikertelen)
KOVÁCS S.: A bezáródott Tethys-óceán nyomában – barangolások a Belső-Dinaridák és a Belső-Hellenidák ofiolit zónáiban.
Résztvevők száma: 8 fő

Május 29–31. ***Konferencia és terepbejárás – A Darnó-zóna geológiája és geofizikája***

Közös rendezvény az MFT Észak-magyarországi Területi Szervezetével és az MGE Általános Geofizikai Szakosztályával

Május 29.
HOLLÓ I., polgármester, Recsk: Megnyitó
Általános Földtani Szakosztály új vezetőségének megválasztása

KISS J.: Geofizikai térképi adatrendszerek a Darnó-zónáról;
BONCZ L., CSEREPESNÉ MESZÉNA B., KÓSA L., MILÁNKOVICH A., SÉLLEI Cs. SZUROMINÉ KORECZ A.: Új adatok a Paleogén-medence földtani fejlődéstörténetéhez a MOL Rt. vizsgálatai alapján
RADÓCZ Gy.: A „Darnó-zóna" megismeréstörténete és szerkezeti képe a Borsodi-medence-üledékekben
BENEDEK K.: A periadriai paleogén magmás öv magyarországi folytatása
FÖLDESSY J., SERESNÉ HARTAI É.: Új ismeretek a recski paleogén magmás képződmények vizsgálata területén.
LESS Gy., KERTÉSZ B.: Új adatok a recski paleogén rétegösszlet üledékes képződményeinek koráról
SZALAY I.: A Darnó-zóna a szeizmikus szerkezetkutatás tükrében
MADARASI A.: Geoelektromos mérési adatok a Darnó-zónáról;
FODOR L.: Gondolatok a Darnó-zóna szerkezetfejlődéséről
ÁDÁM L.: A Darnó-zóna hatása a miocén széntelepes összlet kifejlődésére
PELIKÁN P.: Merre megy a Darnó-vonal?
SZABÓ I.: Rétegtani és fácies problémák a Darnó-övezetben
SZEBÉNYI G., O. KOVÁCS L., KOVÁCS P. G., FÖLDESSY J.: A recski ércmező geokémiai adatbázisa
SZEBÉNYI G., FÜGEDI P. U.: A recski mélyszint geokémiai zonalitása
SOMODY A.: Vízminőség, vízszállítás és szerkezet – a recski mélyszinti vízemelés tapasztalatai
PALCSU L.: A vízben oldott nemesgázok (He, Ne, Ar, Kr, Xe) vizsgálata és felhasználása
CSIGE István: Geológiai törésvonalak kutatása a talajgáz radontartalmának mérésével
ZELENKA T.: Felső-permi evaporitokhoz kapcsolódó szerkezetalakulás a Rudabányai-hg. felső-perm képződményeiben
KOVÁCS S., JÓZSA S., †DOSZTÁLY L. B. ÁRGYELÁN G.: A darnói mélyfúrások (Rm–131., –135. és –136.) újravizsgálatának és a kapcsolódó nemzetközi együttműködés (horvát, szerb, görög) eredményei – bevezetés a terepbejáráshoz

Május 30. Terepbejárás
Mátraderecske, Kanázsvári kőbánya: Paleogén (felső-eocén?) andezit
Parádi Tarna-patak bevágása: felső-oligocén, nagyforaminiferákat és vulkáni törmeléket tartalmazó márga
Recsk, Nagy-Rézoldal: Átbuktatott jura(?) párnaláva blokk; a feltárás ÉK-i végében: triász típusú, mandulaköves és mésziszap-zárványokat tartalmazó bazalt és jura(?) agyagos–kovás üledékek; a Darnói-törés helyzete (szerkezetföldtani magyarázat – CSONTOS L.)
Recsk, Dalla-puszta: Triász (felső-ladin) vörös radiolarit blokk (normál állású)
Sirok, Kis-Várhegy: Jura karbonátos–kovás–pelites turbidites rétegsor és tektonikája
Szajla, Mély-völgy bejárata: Triász-tipusú, kovás üledékekkel társult bazalt
Szajla, Kis-kő: Miocén Darnói Konglomerátum típusfeltárása
Bátor: jura olisztosztróma és karbonát-turbidit, jura vörös radiolarit
Egerbakta, Reszél-tetői kőfejtő: Triász típusú bazalt, jura pala és karbonát-turbidit (ooidos Bükkzsérci Mészkő)
Egerbakta, nagy kőbánya: jura típusú párnaláva és ráteleplő olisztosztróma

Május 31. Terepbejárás
Csokvaomány, kis kőfejtő: Felső-kréta, Gosau-jellegű Nekézsenyi Konglomerátum
Uppony, Csernely-völgy torkolata: Az upponyi paleozoikum és a rudabányai érces triász érintkezése (a Darnói-zóna ÉNy-i határtörése)
Bánhorváti: Miocén konglomerátum
Rudabánya–Szuhogy közti út: Darnói-zóna DK-i határtörése: zúzott kovapala (Tapolcsányi F., upponyi paleozoikum)
Rudabánya–Szuhogy közti út: Miocén Szuhogyi Konglomerátum
Alsótelekes, dolomitbánya: Gutensteini F. (középső-triász alja) és szerkezeti formái
Alsótelekes, gipsz külfejtés: Felső-perm Perkupai Evaporit F. és szerkezeti formái
Résztvevők száma: 72 fő

Június 4. *Vezetőségválasztó ülés*

A Budapesti Területi Szervezet tisztújítása (sikertelen)
Résztvevők száma: 2 fő

Június 19. *Előadóülés*

KRSTIC, N.: Miocene palaeogeography and ostracod faunas of the central part of the Balkan Peninsula.
KRSTIC, B.: Palaeozoic evolution of the East Serbian Carpatho-Balkanids.
KARAMATA, S., STEFANOVIC, D., KRISTIC, B.: Permian to Neogene amalgamation and accretion in the Vardar Zone and related units.
Részvétel: 18 fő

Szeptember 17. ***Előadóülés – Szemelvények a Dinaridák földtanából***

Ma. N. DIMITRIJEVIC, Mi. D. DIMITRIJEVIC, GERZINA, N., SUDAR, M., KOVÁCS S, †DOSZTÁLY L., GULÁCSI, Z., PELIKÁN P. (Előadó: KOVÁCS S., magyarul): Olisztosztróma/melange képződmények a szerbiai és ÉK-magyarországi ofiolit komplexumokban – terminológiai áttekintés és előzetes korreláció
TOMLJENOVIC, B., CSONTOS L., MÁRTON E., MÁRTON P.: Structural and palaeomagnetic data from the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian Basin (Medvednica and Samoborsko gorje Mts., Croatia): Implications for geodynamic evolution of the area
GERZINA, N., CSONTOS L.: Deformation sequence in the Vardar zone: surroundings of Jadar block; Serbia
CSONTOS L., GERZINA, N., HRVATOVIĆ, H., SCHMID S., TOMLJENOVIC B.: A Dinaridák szerkezete: munkahipotézis

Poszter

FILIPOVIC, I., JOVANOVIC, D., SUDAR, M., PELIKÁN P., KOVÁCS S., LESS Gy., HIPS K.: A jadari (Ny-Szerbia) és bükki (ÉK-Magyarország) késő-variszkuszi–kora-alpi fejlődése: korreláció és néhány ősföldrajzi következtetés
Résztvevők száma: 10 fő

November 28. Előadóülés

Az Általános Földtani Szakosztály ÉS AZ MTA Szedimentológiai Bizottság szervezésében az IAS 22. regionális találkozóján Opatijában tartott magyar előadások és poszterek seregszemléje

MINDSZENTY, A.: On the controversial nature of palaeosols related to shallow marine carbonate depositional environments – a review
HAAS, J.: Basic characteristics of the tidal flat facies of the cyclic Dachstein Limestone in the Bakony Mts, Hungary
HAAS, J.: Facies architecture and sequence analysis of a carbonate platform slope in the Triassic/ Jurassic boundary interval, Csővár, Hungary
VELLEDITS, F.: Hasonlóságok a Bükk és a Dolomitok triász fejlődésében
JUHÁSZ, Gy., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á.: Sequence stratigraphy and sedimentology of a thick Quaternary alluvial succession in a continental interior basin, E Hungary
SELMECZI, I., SZTANÓ, O., KROLOPP, E., CSILLAG, G., BUDAI, T.: Climatically and tectonically controlled alluvial cyclicity in the Pleistocene of the Vértes Hills, Hungary
TÓTH-MAKK, Á.: Late Miocene sequence stratigraphic studies in the southern and middle part of the Danube–Tisza interfluve, Great Hungarian Plain
HOFER, A., HESSE, K., GMÉLING, K., BREITKREUZ, CH., HARANGI, Sz., MARTIN, U., NÉMETH, K.: Palaeoenvironmental reconstruction of the Southern Visegrád Mts (Hungary) on the basis of volcanoclastics
NÉMETH, K., WINTERLICH, L., KORBÉLY, B., MARTIN, U.: Sedimentary record of a syn-eruptive remobilization of phreatomagmatic air fall tephra on a steep volcanic flank of a pyroclastic cone, Szigliget, Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary

Poszter

PÁLFALVI S.: Eocene carbonate ramp in the Vértes Mountains, Hungary
PÜSPOKI, Z., KOZÁK, M., TÓTH-MAKK, Á., MCINTOSH, R. W., VINCZE, L.: Sequence stratigraphic analysis of a coal bearing Karpatian series in North Hungary: an example of the eustatic–tectonic intercourse
PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., TÓTH-MAKK, Á., MCINTOSH, R. W., MÜLLER, P.: Sequence stratigraphical studies of the Miocene sediments of the Borsod Basin (N Hungary): intercourse between eustasy and Alpine tectonism in the Central Paratethys
KÓNYA, P., DÁVID, Á., VINCZE, L., PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M.: Reconstruction of a Karpatian shoreline by sedimentological and palaeoichnological methods (Salgótarján Lignite Formation – N Hungary)
KERCSMÁR, Zs.: Late Lutetian synsediment tectonic activity on the NE part of the Transdanubian Range (Tatabánya Basin, Vértes Mts., Hungary
MIKES, T., DUNKL, I., FRISCH, W.: Provenance of the Eocene Flysch of NW Istria and the Brkini Basin (NW Dinarides, Slovenia): inferences from heavy minerals and their chemistry
SZAKMÁNY, Gy., JAMICIC, D., RAUCSIK-VARGA, A., JÓZSA, S., HORVAT, M.: Petrological and geochemical studies of the Permotriassic siliciclastic sequence in the western part of the Papuk Mountain (Croatia)
MÁTHÉ, Z., SZAKMÁNY Gy., JÓZSA S., CSICSÁK J.: Petrology of Miocene sandstone sequence in Mecsek Mts., South Hungary
RAUCSIK-VARGA, A., RAUCSIK, B., SZAKMÁNY, Gy.: Petrographic, mineralogical and REE geochemical characterictics of siliciclastic rocks from the supposed Carboniferous– Permian boundary in borehole Siklósbodony–1, Southern Hungary

Raucsik-Varga, A., Máthé, Z., Szakmány, Gy., Raucsik, B.: The influence of diagenetic processes on the geochemical composition of red claystones from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), Southern Hungary
Résztvevők száma: 34 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: Csontos László (elnök), Fogarasi Attila (titkár), Haas János, Lukács Andrea, Kovács Sándor, Pelikán Pál, Sztanó Orsolya (vezetőségi tag)

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Február 10. ***Jelölőgyűlés***

Kovács I., Bali E., Kóthay K., Nédli Zs., Szabó Cs.: Kvarc-földpát olvadási folyamatok bazaltban
Török K.: Buchitok a Balaton-felvidéki bazaltból
Kele S., Vaselli, O., Szabó Cs.: Stabilizotópgeokémiai módszerek alkalmazása a budakalászi édesvízi mészkövön
Résztvevők száma: 27

Március 31. ***Vezetőségválasztó ülés***

Demény A.: Mikroanalitikai módszerek az izotópgeokémiában
Falus Gy., Szabó Cs.: Szeizmikus események nyo-mai egy felsőköpeny eredetű kőzetzárványban
Papp G.: Kárpát-medencei ásványlelőhely-névtár (számítógépes bemutató)
Résztvevők száma: 26

Április 28. ***Előadóülés***

A Tudománytörténeti Szakosztály és az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály közös előadóülése (az előbbi szakosztály szervezésében) (MTESz-székház)

Nagy M.: Ásványok a Bibliában
Vitális Gy.: Vízzel kapcsolatos ószövetségi igehelyek földtudományi alapjai
Papp P.: Érc szavunk eredetéhez
Résztvevők száma: 34

Május 12. ***Előadóülés***

A Tudománytörténeti Szakosztály és az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály közös előadóülése (az előbbi szakosztály szervezésében) (MÁFI)

„Benkő Ferenc élete és peregrinációi" – a székelyudvarhelyi városi tv filmje
Hubbes É.: Benkő Ferenc külföldi egyetemjárása peregrinációs albuma és diáriuma alapján
Csath B.: A Vikuv 45 éve
Résztvevők száma: 18

Június 16. ***Előadóülés***

Bali E., Peate, D. W., Szabó Cs.: Köpeny-metaszomatikus események a Pannon-medence központi részén
Váczi T.: Új adalékok a nátrolitcsoport kristálykémiájához
Bali E.: A koppenhágai Danish Lithosphere Centre bemutatása
Résztvevők száma: 9

Október 13. ***Előadóülés***

Benkó Z., Molnár F.: Gránitos kőzetek repedésrendszereinek fejlődéstörténete fluidzárványsíkok vizsgálata alapján
Bajnóczy B., Molnár F.: A Velencei-hegység paleogén hidrotermális folyamatai
Résztvevők száma: 18

December 4–5. ***Úrkút-ankét***

Az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály, az MTA Veszprémi Akadémiai Bizottsága, az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma és a Mangán KFT. (Úrkút) közös szervezésében (Veszprém, VEAB székház)

December 4.
Weiszburg T.: Megnyitó
Szabó I.: Megemlékezés az MTA 1951-ben tartott úrkúti üléséről.
In memoriam Kedves Miklós
Szabó Z.: Mangánkutatás az elmúlt 10 évben
A tér, idő- és általános ősföldrajzi keretek. *Vizsgálható képződmények*
Pálfy J.: A toarci geokronológiája és a globális környezeti és biotikus események korrelációja
Vörös A.: Kora-toarci brachiopoda kihalások és a tethysi ősföldrajz
Polgári M.: A Dunántúli-középhegység jura időszaki képződményeket harántolt, válogatott fúrásainak értékelése
A rétegsor anyagai
Polgári M.: A mangánércesedést fedő barna tűzkő vizsgálati eredményei
Császár G.: Az úrkúti mangánérccel egyidős agyagok jellemzése Lókútról
Sajgó C., Bruknerné Wein A.: Az úrkúti mangánösszlet oldhatatlan szerves anyagának jellemzése

PEKKER P., TÓTH E., WEISZBURG T.: Az úrkúti szeladonit genetikai kérdései

Lehetséges hatók: mikróbák, hidrotermák, anoxia

POLGÁRI M.: Lokális hidrotermás elemforrás geokémiai bizonyítékai az úrkúti ércesedésben

POLGÁRI M.: Az úrkúti mangánércesedés biogén-hidrotermás képződési modellje

VETŐ I.: Anoxia és produktivitás kapcsolata a toarci Tethysben: az úrkúti és a pozzalei (Közép-Olaszország) szelvények összehasonlítása

Szedimentológia, diagenezis; 1. összegzés: megválaszolt és nyitott kérdések

LANTOS Z.: A karbonátos mangánérc szedimentológiai jellemzése vékonycsiszolatok vizsgálata alapján

December 5.

FARKAS I.: Az úrkúti ércbánya jelene és jövője

VÍGH T., KÁVÁSI N.: A radon és leánytermékeinek mérése a Mangán Kft. földalatti bányaüzemében

SZABÓ Z.: A mangániszap és környezeti hatásai

Poszterek

PEKKER P., WEISZBURG T. G., POLGÁRI M.: Micromineralogical and clay mineralogical study of the Eplény Limestone Formation, Úrkút, Hungary

PEKKER P., WEISZBURG T. G., POLGÁRI M., SZABÓ Z., SZABÓ-DRUBINA M.: Mineralogical study of microfossils, Eplény Limestone Formation, Úrkút, Hungary

PEKKER P., WEISZBURG T. G., POLGÁRI M., TÓTH E.: Mineralogical study of the microfossil alterations and their cause in the Jurassic (Toarcian/ Aalenian) Eplény Limestone Formation in Úrkút, Bakony Mts., Hungary

POLGÁRI, M., SZABÓ-DRUBINA, M.: Toarcian "Mn-ore stromatolite" formation at the Úrkút basin, Transdanubian Range, Hungary

POLGÁRI, M., SZABÓ-DRUBINA M., HEIN, J. R., SZABÓ Z.: Stable isotope evidence for the origin of the Jurassic Mn-carbonate ore of Eplény, Transdanubian Range, Hungary

POLGÁRI, M., SZABÓ-DRUBINA, M., KNAUER, J., ABONYI-TÓTH, Zs.: Mathematical study on thin section descriptions, Jurassic age, Transdanubian Range, Hungary

POLGÁRI, M., SZABÓ-DRUBINA M., TÓTH, M., SZABÓ, Z., ABONYI TÓTH Zs.: Submarine primary Sr-rich Mn-oxide mineralization in the Jurassic Transdanubian Range (Hungary)

POLGÁRI, M., SZABÓ-DRUBINA, M., PHILIPPE, M., TÓTH, M.: Jurassic wood impregnated by manganese, Eplény Mine, Hungary

Résztvevők száma: 31

December 8. ***Előadóülés***

Az Agyagásványtani Szakosztály és az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály közösen szervezett előadóülése

NÉMETH T., HORVÁTH Z., BERÉNYI ÜVEGES J.: A visontai pannon–kvarter rétegsor fejlődése az agyagásványtani vizsgálatok tükrében

FEKETE J., WEISZBURG T., TÓTH E.: Glaukonitok vizsgálhatósága: a mintaszeparálás minimális követelményei észak-magyarországi példákon.

Résztvevők száma: 20

2003–2006 Új tisztségviselők: PAPP G. (elnök), TÓTH E. (titkár), MOLNÁR F., PÓSFAI M., TÖRÖK K., VICZIÁN I., WEISZBURG T. (vezetőségi tag), SZENTANDRÁSSYNÉ POLGÁRI M. (póttag)

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Március 11.

GEIGER J., KOVÁCS J.: Az MFT- Geomatematikai Szakosztályának bemutatása. — A matematikai és számítástechnikai ismeretek helye az ELTE geológus képzésében (múlt–jelen –jövő)

FÜLE L.: Interpoláló eljárások alkalmazásának lehetőségei a térinformatika környezetvédelmi, földtudományi feladataiban

KOVÁCS J., MÁRKUS L.: A dinamikus faktor analízis alkalmazásának lehetősége a hidrogeológiában. Esettanulmány a Bakony–Balatonfelvidék–Keszthelyi-hegységre.

ARGYELÁN V.: Szennyeződés-eloszlási térképek szerkesztése és alkalmazása a környezetvédelemben

GEIGER J.: Az entrópia az üledékes testek természetes tulajdonsága

KOVÁTS N., SZALAY T., BAKONYI G., NAGY P.: Talajszennyezettség minősítése egy veszélyes hulladéklerakó környezetében

Résztvevők száma: 21 fő

Május 5–6. ***VIII. Geomatematikai Ankét, Szeged***

VIII. A térinformatika és a távérzékelés alkalmazásai a környezetvédelemben és a földtudományokban című konferencia

Résztvevők száma: 67 fő

November 20. ***A földtani bizonytalanság és kockázat értékelésének módjai***

Továbbképző tanfolyam

BÁRDOSSY Gy., FODOR J.: A földtani bizonytalanság a hiba és a kockázat forrásai, és ezek értékelése
FODOR J.: A fuzzy halmazok és alkalmazásuk a bizonytalanság kezelésében
FÜST A.: A kockázat vizsgálatok alapjai és alkalmazásuk
SEBESTYÉN Z.: A kis mintaszámon alapuló elemzések numerikus kezelésének módszertana
M. TÓTH T.: Repedésrendszerek szimulációja: a perkoláció okozta bizonytalanság
KOVÁCS J.: Idősor elemzések
GEIGER J.: A térbeli/síkbeli modellek leképezési bizonytalansága megjelenítésének módszertana (sztochasztikus szimulációk) példákkal. A statisztikai entrópia és alkalmazásai
Résztvevők száma: 51 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: GEIGER J. (elnök), UNGER Z. (titkár), KOVÁCS J., SZANYI J., LUKÁCS A., FÖLDES T., FÜST A. (vezetőségi tag), KOROKNAINÉ RADOSZA ZS., KURGYIS P., VISZKOK J. (póttag)

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Január 27. ***Kerekasztal beszélgetés***

Beszélgetés az árvízvédelmi gátak geotechnikai-mérnökgeológiai problémáiról
Résztvevők száma: 14 fő

Február 24. ***Előadóülés***

GOMBÁR L., KRAFT J.: Az MGSz Dél-Dunántúli Területi Hivatala mérnökgeológiai és környezetföldtani tevékenységének bemutatása
Résztvevők száma: 12 fő

Március 10. ***Munkahelylátogatás, Bp. I. Lovas úton épülő kétszintes mélygarázs munkálatainak megtekintése***

Résztvevők száma: 15 fő

Április 28. Vezetőségválasztó taggyűlés és előadóülés

BREZSNYÁNSZKY K.: A mérnökgeológia és a környezetföldtan jelene és jövője a MÁFI-ban
Résztvevők száma: 16 fő

Április 8–12. ***CONSTRUMA kiállítás***

Május 21–22. ***Kármentesítési Konferencia***
KvVM–KSzGySz–MFT–MAE közös rendezvény
Résztvevők száma: kb. 160 fő, ebből Társulati tag: kb. 30 fő

Június 11. ***Bányalátogatás – Dunabogdány, Csódihegy***

Résztvevők száma: 16 fő

Szeptember 24. ***III. Díszítőkő Konferencia***

Esztergom, Vármúzeum
Az SzTE Kő- és Kavics Szakosztályával, a Magyar Geológiai Szolgálat és az MFT Közép- és Észak-dunántúli Szervezetével közös rendezvény.
KNEIFEL F.: Hogyan lehet ma Magyarországon építő-, díszítőkőhöz jutni?
MÁTYÁS E.: A Tokaji-hegység építő- és díszítőkövei
SZÓNOKY M.: Az Alföldi tavi-dolomitos mészkő, a „darázskő" egyedülálló szerepe a DK-Alföldi műemlékek építészetében és műemlék helyreállításokban
GÁLOS M.: Külső és belső kőburkolatok kialakítása és felületi tulajdonságaik értékelése
TÖRÖK Á.: Felületi károsodások durva mészkő műemlék épületeken
SZABÓ A.: Elvárások és lehetőségek a történeti és a jelenkori építészetben felhasznált díszítőkövek beépítésénél
Résztvevők száma: kb. 130 fő, ebből Társulati tag 40 fő

Október 6. ***Előadóülés***

ERŐS Gy.: A Mecseki uránbányászat bányabezárási és rekultivációs feladatai
BERTA ZS., FÖLDING G., MENYHEI L., VÁGÓ Z., DR. VÁRHEGYI A. (Mecsekérc Rt. Környezetvédelmi Bázis): A zagytározó rekultiváció minőségellenőrzésének kialakítása és gyakorlata
CSICSÁK J., FÖLDING G., SZREDA G.: (Mecsekérc Rt. Környezetvédelmi Bázis):
Az uránbányászat által létrehozott földalatti bányatérségek feltöltődésének aktuális kérdései
Résztvevők száma: 12 fő

November 4–5. GEOTECHNIKA 2003 Konferencia, Ráckeve

Közös rendezvény a M. Mérnöki Kamara Geotechnikai Tagozatával, a KTE talajmechanikai Szakosztályával

Résztvevők száma: kb. 140 fő, ebből Társulati tag 25 fő
GÁLOS M.: Százhalombatta térségében a Duna alatti csőátvezetés mérnökgeológiai kérdései
HIDASI J.: Külszíni bányákkal érintett területek építésföldtani problémái

November 24. ***Agrogeológiai Nap***

KALMÁR J., SZENDREINÉ KOREN E.: Erdőtalaj képződés eruptív anyakőzeten a Pilisszentlászló 61. és 65. parcelláján létesített ökológiai mintaterületen
MÜLLER T.: Vízzáró képződmények elemzése Békés és Csongrád megyében
KUTI L., VATAI J.: A belvízelöntés kockázatának földtani okai

December 4. ***Mérnökgeológiai Jubileumi Konferencia***

Tudományos ülés Dr. KLEB Béla, Dr. GÁLOS Miklós és Dr. KERTÉSZ Pál Tagtársak tiszteletére, 65., 65. és 75. életévük alkalmából. (BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék tudományos ülése)
Résztvevők száma: kb. 240 fő, ebből Társulati tag 80 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: KERTÉSZ P. (tiszteleti elnök), GÁLOS M. (elnök), PUZDER T. (titkár), KLEB B., PAÁL T., SCHAREK P., GRESCHIK Gy., KÜRTI I., TÖRÖK Á., KÓVÁRINÉ GULYÁS E., EGERER F., JÓZSA G., KUTI L., CSERNY T. (vezetőségi tag), HORVÁTH Zs., SIPOSS Z. (póttag).

Oktatási és Közművelődési Szakosztály

Február 28. ***Előadóülés***

Társszervező: SZŐNYI Pál Ásványkör
FARAGÓ A.-né: Opálok
Résztvevők száma: 40 fő

Március 13–14. ***Kiállítás***

Társszervező: SZŐNYI Pál Ásványkör
DOBOS K.: Ásványkiállítás
Résztvevők száma: 25 fő

Március 3. ***Tárlatvezetés***

Társszervező: Szőnyi Pál Ásványkör
DOBOS K.: tárlatvezetés
Résztvevők száma: 300 fő

Március 12. ***Előadóülés***

Társszervező: SZŐNYI Pál Ásványkör
DOBOS K.: Ásványok – Vulkánok
Résztvevők száma: 40 fő

Március 26. ***Előadóülés***

Társszervező: SZŐNYI Pál Ásványkör
JÁSZAY M. G.: Az ásványvilág csodatévő parányai (zeolitok)
Résztvevők száma: 32 fő

Augusztus 17. ***Előadóülés***

Társszervező: DAB Környezetvédelmi és Paleoökológiai Munkabizottsága
DUDÁS Örs F.: Az ólomizotópok környezetgeokémiai hatásai
Résztvevők száma: 17 fő

Szeptember 27. ***Ásványkiállítás és poszterbemutató***

Társszervező: SZŐNYI Pál Ásványkör
BUDAY T., OSVÁTH R.: Ásványkiállítás és poszterbemutató
Résztvevők száma: 38 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: KONRÁD Gyula (elnök), KERTÉSZ Kornélia (titkár),
Felsőoktatási csoportvezető: GULYÁS Sándor
Közoktatási csoportvezető: EGERESI Julianna

Oktatási Csoportok:

Budapesti:
Felsőoktatás: KÁZMÉR Miklós
Közoktatás: HAVASSY András
Észak-dunántúli:
Felsőoktatás: RAUCSIK Béla
Dél-dunántúli:
Felsőoktatás: POZSÁR Vilmos
Közoktatás: PIROS Hajnalka
Alföldi:
Felsőoktatás: PÜSPÖKI Zoltán
Közoktatás: DOBOS Károly
Észak-magyarországi:
Felsőoktatás: DÁVID Árpád
Közoktatás: FARKAS István
Koordinátorok: BODNÁR Erika, VICZIÁN István
Reklám és médiafelelősök: KOZÁK Miklós, CSERPÁK Gyula
Oktatáspolitikai szakértők: FILEP Miklós, KASZAP András

Őslénytani-rétegtani Szakosztály

Február 3. ***Előadóülés***

PÁLFY J.: Tömeges kihalás és globális környezetváltozás a triász-jura határon
GULYÁS S.: Beszámoló az I. Paleontológiai Világkongresszusról (Sidney, Ausztrália)
Résztvevők száma: 24

Április 28. ***Előadóülés***

MUNDIL R.: (Berkeley Geochronology Center, USA): Age and timing of Permian–Triassic boundary events and implications for the biotic crisis
Résztvevők száma: 17

Május 8–10. ***6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc***

PÁLFY J.: Megnyitó
VORÖS A.: A Balaton-felvidéki pelsoi alemelet ammonoideái és biosztratigráfiája
GÖRÖG Á.: Szinemuri foraminifera faunák a Mecsekből
SZABÓ J.: Új adatok és régi kérdőjelek a tethysi jura gastropoda paleobiogeográfiában
JANSSEN, N. M. M., FŐZY I.: A gerecsei Bersek-hegy neokom belemniteszei
SZŰCS Z.: Foraminifera és radiolária vizsgálatok a Bersek-hegyen (Gerecse-hegység)
ŐSI A.: Pteroszauruszok és madarak a felső-kréta (santoni) Csehbányai Formációból (Iharkút, Bakony)
OZSVÁRT P.: A magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiai fejlődéstörténete bentosz foraminferák ökológiai vizsgálata alapján
LESS Gy., KERTÉSZ B.: A Nummulites fabianii csoport evolúciója biometriai vizsgálatok alapján
MONOSTORI M.: A magyarországi alsó-oligocén (kiscelli emelet) ostracoda faunája
KOCSIS L.: Az ipolytarnóci cápafogak revíziója
BÁLDI K.: Feltételezett áramlási rendszerek a Paratethysben badeni bentosz foraminifera proxikra és stabil izotópos ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) adatokra támaszkodva
KORDOS L.: Baltavár és a felső-miocén globális környezetváltozás
PÁSZTI A.: A pulai alginit halfosszíliáinak őslénytani és paleoökológiai vizsgálata
MAGYAR I., MÜLLER P., LANTOS M., SZTANÓ O., BABINSZKI E.: A Budapest, Kozma utcai pannóniai feltárás őslénytani és rétegtani vizsgálata
BABINSZKI E., SZTANÓ O.: Nyomfosszíliák a Pannon-tóban: a Skolithos ichnofácies tavi megjelenése
CZICZER I.: Új pannóniai kagylófajok Tatáról: a cserépgyári feltárás őslénytani és üledéktani elemzése
TÓTH E.: Mikrofauna vizsgálatok a Ludovika tér és a Nagyvárad tér szarmata rétegeiből
PAZONYI P.: Magyarország felső-pleisztocén és holocén gerinceseinek ökosztratigráfiája
MÉSZÁROS L.: Felső-würm „alpesi" fauna a bükki Vaskapu-barlangból
MEDZIHRADSZKY Zs.: Vízszintváltozások a Balaton nyugati öbleiben a holocén folyamán
MAGYAR I.: Az utolsó „magyar tenger": a Pannon-tó

Poszterek
BABINSZKI E., SZTANÓ O.: Az egri korú andornaktályai homok szedimentológiája és nyomfosszíliái
BÁRDOSSY Gy., FODOR J., KECSKEMÉTI T.: Biometriai vizsgálatok a Nummulites millecaput fajon a Tethys-vidék északi epikontinentális üledékeiben
BENE K.: Patológiás elváltozások Sparus umbonatus (Münster, 1846) őrlőfogakon (Mecsek, Pécs, Danitz-puszta)
BOHNNÉ HAVAS M., LANTOS M., SELMECZI I.: Magyarország harmadidőszaki pteropodái, bio- és magnetosztratigráfiai korreláció
BARBACKA M., BÓKA K.: Új lelet a mecseki liászból: a Komlopteris nordenskioeldii magvaspáfrány magját borító kupula
BODNÁR K., PÉTER A.: Felső-oligocén otolithok összehasonlító vizsgálata (Eger, Wind-féle téglagyár)
CSILLAG G., SELMECZI I., SÜTŐNÉ SZENTAI M.: Rétegtani megfigyelések a Vértes DK-i előterének felső-miocénjéből, és az újabb dinoflagellata vizsgálatok eredményei
DÁVID Á.: Naticidae fúrásnyomok egri korú Corbula vázmaradványokon (Eger, Wind-féle téglagyár)
ERDEI B.: A paleoklíma rekonstrukciós lehetőségei fosszilis levélflórák alapján
FEHÉR L. L.: Egy új fosszilis flóra a Báródi-medence neogén rétegeiből
GASPARIK M.: Felső-miocén ősormányos maradványok Baltavárról
GÁL E.: A Magyar Természettudományi Múzeum recens madárcsont-gyűjteményének katalógusa, 1. rész: A pingvin-alkatúaktól a flamingóalkatúakig
HABLY L.: Új ősnövénylelőhely a Tardi Agyag Formációból

HÍR J.: A Felsőtárkány 3/2 ősgerinces lelőhely rágcsálófaunája
JÁMBOR Á., KÓKAY J., LELKES Gy., SELMECZI I., SZEGŐ É.: A Mányi-medence neogénjének újabb vizsgálati eredményei
JUHÁSZ I., SÜMEGI P., JAKAB G., SZÁNTÓ Zs., MOLNÁR M.: Jégkorszaki reliktum Sphagnum láp Magyaroszágon
KERN Z., FÓRIZS I., KÁZMÉR M., NAGY B., SZÁNTÓ Zs.: Jégbe fagyott évgyűrűk – évezredes klímatörténet a bihari Eszkimó-barlangból
PÁLFALVI S.: Vörösalgás mikrofáciesek a várgesztesi középső-eocén Szőci Mészkőben
PÁLFY J., VÖRÖS A.: Az anisusi/ladini (középső triász) határ megvonása kvantitatív ammonitesz biosztratigráfiai módszerekkel: új eredmények
SÜMEGI P., BODOR E., JUHÁSZ I., HUNYADFALVY Z., HERBICH K., MOLNÁR S., TÍMÁR G.: A Balaton déli partjának paleoökológiai vizsgálata
SZABÓ M.: Bükki alsó-miocén abráziós kavicsok összehasonlító paleoichnológiai vizsgálata
SZENTE I.: Fosszilis gastropodák és bivalviák Líbiából
SZIRÁKI Gy., DULAI A.: Késő-szarmata rovarmaradványok Tállya környékéről
SZLATKI G.: A Nekézsenyi Konglomerátum kréta rudistái és koralljai
SZŰCS Z.: Charophyták a holocén Sárréti-tóban (Fejér megye) (Előzetes eredmények)
TOMAS R.: Alsó-jura (hettangi–pliensbachi) ammoniteszek a Persány-hegységből
TÓTH A.: Hódmezővásárhely-Gorzsa késő neolit tell kagylómintájának archeozoológiai szerepe
VARGA K.: Bryozoák lutetiai korallokon (Tokodebszőnybányai elágazás)
VENCZEL M.: A felsőtárkányi középső-miocén lelőhelyek herpetofaunája
VÖRÖS A., SZABÓ J., DULAI A., LOBITZER, H.: Az ausztriai Schafberg alsó-jura faunája és fáciesei
ZACHAR I.: Harmadidőszaki Myliobatoideák elkülönítése

2003–2006 Új tisztségviselők: PÁLFY J. (elnök), MAGYAR I. (titkár), GALÁCZ A., HABLY L., DULAI A., VÖRÖS A., GÖRÖG Á. (vezetőségi tag), FŐZY I. (póttag).

Tudománytörténeti Szakosztály

Január 20. ***Előadóülés***

DOBOS I.: Ásványvizeink Heinrich Johann CRANTZ könyve (1777) alapján
KECSKEMÉTI T.: A Magyar Nemzeti Múzeum első természettudományi folyóirata, a „Természettudományi Füzetek"
TÓTH Á.: Hetven éve jelent meg Dudich Endre „Aggtelek" című könyve
PAPP P.: Scientia-Sapientia – Geo: 1990–2001 (A romániai földtudományok utolsó évtizedét bemutató-elemző könyv ismertetése)
Résztvevők száma: 12

Február 17. ***Tisztújítással egybekötött előadóülés***

DUDICH E.: Beszámoló a Tudománytörténeti Szakosztály hároméves (2000–2002) tevékenységéről

Április 28. ***Előadóülés az Ásványtan–Geokémiai Szakosztállyal együtt (lásd ott)***

Május 12. ***Előadóülés az Ásványtan-Geokémiai Szakosztállyal együtt (lásd ott)***

November 3. ***Előadóülés***
DUDICH E.: A SZÁDECZKY KARDOSS Elemér Geonómiájáról kiadott gyűjteményes kötet ismertetése
PAPP P.: Adalékok a Szádeczky család történetéhez – KŐRÖSSY László kézirata alapján
PÓKA T.: A két Szádeczky a magyar magmás kőzettanban
Résztvevők száma: 13 fő

November 17. Előadóülés

DUDICH E.: Egy XVI. századi magyar humanista: DUDITH András
MONOK I.: Újabb DUDITH-kutatások
Résztvevők száma: 10 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: SZÉKYNÉ FUX V. (tiszteleti elnök), PÓKA T. (elnök), PAPP P. (titkár), DOBOS I., DUDICH E., HÁLA J., KECSKEMÉTI T., SIPOSS Z., TÓTH Á., VITÁLIS Gy. (vezetőségi tagok)

Alföldi Területi Szervezet

Január 31. ***Ankét, Szeged***

Társrendező: Szegedi Akadémiai Bizottság Föld- és Környezettudományi Szakbizottsága

M. TÓTH T., SCHUBERT F., ZACHAR J., SZŰCS É., HOLLÓS Cs., FÖLDES T.: A metamorf petrológiától a repedezett tároló modellezésig
ZACHAR J., M. TÓTH T.: A mikroszöveti elemzés szerepe eltérő metamorf fejlődésű blokkok lehatárolásában
SCHUBERT F., M. TÓTH T.: Paleofluidum migráció nyomai a repedezett aljzatban

M. Tóth T., Zachar J., Szűcs É., Hollós Cs., Földes T.: A repedéshálózat szimuláció elve és gyakorlata
M. Tóth T., Schubert F., Zachar J., Szűcs É., Hollós Cs., Földes T., Vargáné Tóth I.: A Dorozsma repedezett kristályos tároló – esettanulmány
Résztvevők száma: 30 fő

Február 18. ***Tisztújítással egybekötött klubbnap, Szeged***

M. Tóth T.: Geológus szemmel a Sínai-félszigeten (vetítettképes élménybeszámoló)
Résztvevők száma: 18 fő

Május 19–21. ***Tudományos ülés és szakmai terepbejárás, Békés***

„Relativitás (-elmélet) A hidrogeológiában"
A 70 éves Tóth József professzor tiszteletére rendezett tudományos ülés és szakmai terepbejárás

A rendezvény társszervezői:
Eötvös Loránd Tudományegyetem Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszéke, Magyarhoni Földtani Társulat

Brezsnyánszky K.: köszöntés
Pataki I.: köszöntés
Tóth J.: Folyadék-potenciál mintázatok és szénhidrogén felhalmozódások a gravitáció és tektonikus kompresszió által hajtott felszín alatti vízáram-terekben a magyar Alföldön
Mádlné Szőnyi J.: „Paradigma-váltó" tudós a hidrogeológia nemzetközi és hazai színterén
Carillo de Riviera, J.: Changes in Groundwater and Environment due to neglecting the flow systems theory
M. Tóth T.: Repedés-hálózat szimuláció
Marton L.: A kontinuitás elvének érvényesülése a hazai hidrogeológiai kutatásokban
Dankó Gy., Mező Gy.: A hidrogeológiai modellezés nehézségei változékony földtani környezetben
Kovács B.: Vízbázisok védelme érdekében végzett hidrodinamikai modellezés problémái és tanulságai
Szanyi J.: Az alsó peremfeltétel áramtérre gyakorolt hatása
Dankó Gy.: Tájékoztató az IAH Magyar Tagozat alkotmányának tervezetéről
Arday A., Varga R., Zsemle F.: Jóska bá' diák szemmel
Tóth J.: Munka és utazás a Földgolyó körül
Résztvevők száma: 60 fő

November 11. ***Előadóülés, Szeged***

Batki A.: Ditrói Alkáli Masszívum É-i részén felszínre bukkanó lamprofírok petrográfiája
Szűcs É.: A mórágyi gránit repedéseinek statisztikai vizsgálata és szimulációjának lehetőségei
Hunyadfalvy Z. Üledékföldtani heterogenitás vizsgálatok computer tomográf (CT) alkalmazásával
Busa-Fekete B.: Az Alföld regionális felszín alatti áramlási rendszerének hidraulikai és hidrogeokémiai vizsgálata
Résztvevők száma: 24 fő

November 18. ***Előadóülés, Szolnok***

Bartha A., Boncz., Cserepesné Meszéna B., Kósa L., Milánkovich A., Séllei Cs., Szurominé Korecz A.: Új adatok a Paleogén medence földtani fejlődéstörténetéhez a MOL Rt. vizsgálatai alapján
Kiss K., Révész I., Vincze M.: Új földtani és szénhidrogénföldtani eredmények a Tiszántúl középső részén
Résztvevők száma: 35 fő

November 27. ***Előadóülés, Szeged***

Társrendező: Magyar Földrajzi Társaság
Szanyi J.: Alberta (Kanada) Hidrogeológus szemmel
Résztvevők száma: 30 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: Tatár A. (elnök), Szanyi J. (titkár), Iványosi Szabó A., Révész I., Pap S., Hum L., Kiss B., Püspöki Z. (vezetőségi tag).

Budapesti Területi Szervezet

A Budapesti Területi Szervezet minden rendezvénye az Általános Földtani Szakosztállyal közösen került megrendezésre. A Területi Szervezet tisztségviselői a 2003–2006-os időszakra megegyeznek az Általános Földtani Szakosztály tisztségviselőivel.

Dél-dunántúli Területi Szervezet

Június 4. ***Előadói nap***

R. Varga A., Raucsik B., Szakmány Gy.: A feltételezett karbon/perm határ képződményeinek ásványtani, kőzettani és RFF-geokémiai vizsgálata a Siklósbodony–1 fúrásban

R. VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY Gy., KEDVES M.: Új eredmények a dél-dunántúli eocén (paleogén) képződmények ismeretéhez
MÁTHÉ Z., JÓZSA S., SZAKMÁNY Gy.: A Horváthertelend–1 fúrás miocén rétegsorának mikromineralógiai vizsgálata
SZAKMÁNY Gy., JAMICIC D., R. VARGA A., JÓZSA S., HORVATH, M.: Permotriász sziliciklasztos rétegsor a Toplica-patak völgyében (Ny-Papuk, Horvátország)

Október 20. ***Beszámoló és Tisztújító közgyűlés***

November 21.

A MFT Dél-Dunántúli Területi Szervezetének, a MGE Zalai Csoportjának és a MGE Mecseki Csoportjának közös rendezvénye

MFT–MGE III. Előadói nap Nagykanizsa
VARGA P.: Magyarország szeizmicitása és földrengéskockázata.
KONCZ I., CSÁSZÁR J., MARTON T., TÓTH L.: Szervesanyag meghatározásának lehetőségei lyukgeofizikai módszerekkel.
IVÁNCSICS J.: Zala megye nyersanyag ellátottsága, a piaci igények tendenciái, és a megye földtani környezetpotenciálja.
ÁBELE F.: A petrofizikai és szeizmikus értelmezések integrációja.
VÁRHEGYI A.: Radontól származó dolgozói sugárterhelések a Tapolcai-tavasbarlangban.
BERTA Zs.: Az uránbányászati rekultiváció jelenlegi helyzete és hosszútávú feladatai.
SZONGOTH G., ZILAHY-SEBESS L.: Geomechanikai paraméterek becslése mélyfúrási geofizikai mérések alapján.
SCHUBERT J.: A Dél-Dunántúl vízkészlete, és a vízgazdálkodás jövője az Európai Uniós Magyarországon.
KONRÁD Gy.: Új módszerek a Líbiai földtani térképezésben.
BOCK J.: Speciális kútgeofizikai műveletek.

Poszterek
MECSEKÉRC Rt. műszaki gárdája, szerk. BERTA Zsolt, Pécs: az uránbányászati rekultiváció jelenlegi helyzete és hosszú távú feladatai
JÓSVAI J., NÉMETH A., MOL Rt, Budapest: A Balaton-vonal zalai szakaszának földtani modellje
MOIM: Olajipari emlékhelyek a Zala–Mura térségben
Geo-genezis Bt.: Cégbemutató
VICZE L. .: „Útközben" (fotóválogatás)
Nagykanizsai Amatőr Csillagász Egyesület: A planétán kívül
Részvevők száma: 83 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: HORVÁTH Zs. (elnök), SZREDA G. (titkár), BARABÁS A., CSICSÁK J., GOMBOR L., HÁMOS G., KONRÁD G., MÁTHÉ Z., VÁGÓ Z. (vezetőségi tag).

Észak-magyarországi Területi Szervezet

Május 9. ***Egész napos előadóülés és terepbejárás***

Közös rendezvény az Agyagásványtani Szakosztállyal és Sajóbábony község önkormányzatával „Új bentonittelepek a Bükk előterében"

Részletes programot lásd. Agyagásványtani Szakosztály beszámolójánál

Május 29–31. ***Konferencia és terepbejárás***

Közös rendezvény az MFT Általános Földtani Szakosztálya és az MGE Általános Geofizikai Szakosztályával
„A Darnó zóna geológiája és geofizikája"

Részletes programot lásd az Általános Földtani Szakosztály beszámolójánál

Október 30. ***előadóülés***

A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának hallgatói bemutatják TDK dolgozataikat és diploma terveiket, közös rendezvény a Miskolci Akadémiai Bizottság GEO munkabizottságával
„Mi és a földtudományok"
SZABÓ I.: Felszínközeli szerkezetek vizsgálata globális inverziós módszerrel
FAUR K. B., SZABÓ I., TRAUER N., ZELENKA T.: A hollóházi felszínmozgások mérnökgeológiai vizsgálata
KERTÉSZ B.: Nagyforaminifera vizsgálatok néhány törökországi paleogén szelvényből
NÉMETH N., PETHŐ G.: A Köpüs-forrás Környékének szerkezeti modellje VLF-mérések alapján
Résztvevők száma: 23 fő

December 4. ***Előadóülés***

LESS Gy.: Líbiai térképezés magyarab módon – 2003
Résztvevők száma: 7 fő
2003–2006 Új tisztségviselők: JUHÁSZ András (tiszteleti elnök), NÉMEDI VARGA Z., SOMFAI A.

(tiszteleti tag), FÖLDESSY János (elnök), KISS P. (titkár), DEÁK J., FEDOR F., JÓZSA G., KISSNÉ MEZEI Á., MÁDAI F., SZEPESSY A. (vezetőségi tag)

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Március 27. ***Előadóülés***

KOZMA K.: A földtan szerepe, helye az oktatásban és a társadalomban
SZENTAI Gy., GADZOJANNISZ P., MARTINKÓ M.: A szénbányászat felszámolásával kapcsolatos tájrendezési munkák tervezése és kivitelezése az Észak-dunántúli Bányavagyon-hasznosító Rt. érdekeltségi területén
Résztvevők száma : 22 fő

Június 24–25. ***Kirándulás az Őrségbe***

Kétnapos tanulmányút az Őrségi Nemzeti Parkban
Résztvevők száma 20 fő.

Szeptember 24. ***III. Díszítőkő konferencia***

Esztergom Vármúzeum, Szent I. tér 1. Szilikátipari Tudományos Egyesület, az MFT, a Magyar Geológiai Szolgálat, a Magyar Bányászati Hivatal, a Magyar Kőszövetség, a BME Építőanyagok és Mérnökgeológiai Tanszéke Szervezésében zajlott
MEGGYES T., HORVÁTH B.: megnyitó
KNEIFEL F.: Hogyan lehet ma Magyarországon építő – díszítőkőhöz jutni ?

December 11. ***Évzáró klubnap***

KNAUER J.: Magyarországi fúrási rétegsorok kőzetrétegtani felülvizsgálata – 1998–2002
KNEIFEL F.: Termálvízkutatás kockázata és lehetőségei a Balaton északkeleti partja mentén
BAROSS G., KNAUER J., K. GELLAI M., KNEIFEL F.: Élménybeszámoló a Társulat 2003. évi törökországi útjáról
Résztvevők száma : 21 fő

2003–2006 Új tisztségviselők: KNEIFEL F. (elnök), OLÁH I. (titkár), BAROSS G., ERDÉLYI T., FARKAS S., FUTÓ J., IVANCSICS J., KNAUER J., KOZMA K., MAKRAI L., PATAKI A., R. SZABÓ I. SZILÁGYI T., TÓTH K. (vezetőségi tag)

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 134/2, 2004

Tartalom — Contents